

เอกสารประกอบการเรียนการสอนรายวิชา
434308 การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์
(Geophysical Exploration)

โดย
ดร.อัชพรศักดิ์ วรรณโกมล
สาขาวิชาเทคโนโลยีธรณี
สำนักวิชาวิศวกรรมศาสตร์
มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี
เมษายน 2551

คำนำ

เอกสารประกอบการเรียนรายวิชา 434308 การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ (Geophysical Exploration) เล่มนี้ได้ถูกจัดทำขึ้นเพื่อใช้ในการเรียนการสอน รายวิชา เศรษฐศาสตร์ปิโตรเลียม ซึ่งเป็นวิชาเรียนในระดับปริญญาตรีของนักศึกษาสาขาวิชา เทคโนโลยีธรณี สำนักวิศวกรรมศาสตร์ มหาวิทยาลัยเทคโนโลยีสุรนารี โดยมีเนื้อหาครอบคลุมถึงการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์เบื้องต้น โดยจะเน้นไปที่การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน ทั้งแบบหักเห และแบบสะท้อนกลับ ซึ่งเป็นวิธีการสำรวจที่มีความก้าวหน้ามากในปัจจุบันและเป็นวิธีการสำรวจหลักที่มักจะถูกนำไปประยุกต์ใช้ในงานวิศวกรรมปิโตรเลียม เช่น การสำรวจหาชั้นหินกักเก็บน้ำมัน หรือในงานวิศวกรรมธรณี เช่น ใช้ในการหาความหนาของชั้นดินที่อยู่เหนือชั้นหินแข็งหรือชั้นหินฐานราก เอกสารประกอบการเรียนฯ เล่มนี้อาจมีข้อบกพร่องอยู่บ้าง ผู้จัดทำขออนอมรับคำติชมพร้อมทั้งขอเสนอแนะต่าง ๆ เพื่อที่จะได้ทำการปรับปรุงให้มีเนื้อหาสมบูรณ์มากขึ้นในลำดับต่อไป

ผู้จัดทำ

(ดร.อัมพรรค วรรณโกมล)
เมษายน 2551

**การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์
(Geophysical Exploration)**

สารบัญ

	หน้า
บทที่ 1 บทนำ	
1.1 เนื้อหารายวิชา (Course description)	1-2
1.2 โครงร่างรายวิชา (Course outlines)	1-2
1.3 การให้ระดับคะแนน (Grading)	1-2
บทที่ 2 บทนำการสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์	
2.1 ความหมายของการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์	2-2
2.2 การสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์	2-2
2.3 รูปแบบของการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์	2-3
2.4 ขนาดของการสำรวจ	2-4
2.5 การวางแผนในงานสำรวจ	2-4
2.6 การกำหนดเป้าหมายในการสำรวจ	2-5
2.7 การแสดงผลที่ได้จากการสำรวจ	2-6
2.8 ระยะห่างระหว่างจุดหรือสถานีสำรวจ	2-7
2.9 การเลือกใช้วิธีการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ต่อเป้าหมาย การสำรวจในรูปแบบต่าง ๆ	2-9
2.10 การประยุกต์ใช้การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ในงานประเภทต่าง ๆ	2-10
2.11 ข้อจำกัดในการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์	2-10
บทที่ 3 การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน	
3.1 การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน	3-2
3.2 ชนิดของการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน	3-2
3.3 คลื่นยึดหยุ่น	3-4
3.4 ชนิดของคลื่นยึดหยุ่น	3-5
3.5 ทฤษฎีของการยึดหยุ่น	3-8
3.6 ลักษณะทางเรขาคณิตของคลื่น	3-10
3.7 การวัดคุณสมบัติของคลื่น	3-11
3.8 Huygen 's principles	3-12
3.9 Snell 's Law	3-12
3.10 การสะท้อนและการหักเหที่บริเวณรอยต่อของตัวกลาง	3-13
3.11 มุมตกกระทบ มุมสะท้อน และมุมหักเห	3-14
3.12 ทิศทางการเดินทางของ	3-17
3.13 การลดทอนลงของคลื่นยึดหยุ่น	3-18
3.14 ปัจจัยที่มีผลต่อความเร็วของคลื่นไหวสะเทือน	3-19
3.15 การบันทึกค่าคลื่นไหวสะเทือน	3-20

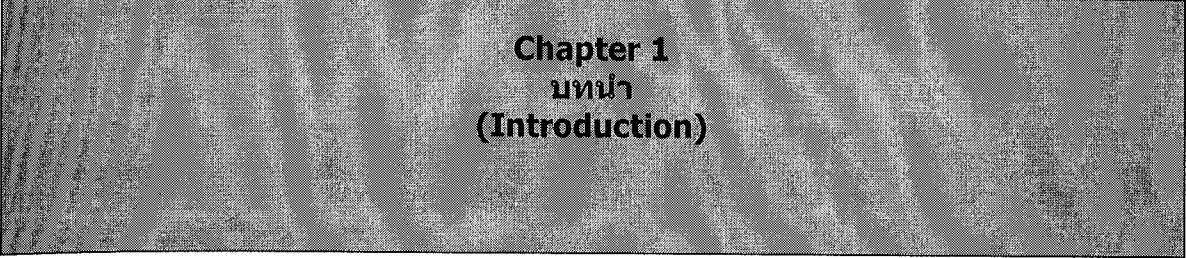
สารบัญ (ต่อ)

	หน้า
บทที่ 4 การสำรวจทางคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห	
4.1 หลักการในการสำรวจ	4-2
4.2 การสำรวจผ่านชั้นหินชั้นเดียว	4-2
4.3 การจัดเตรียม Travel Time Curve	4-4
4.4 การวัดความเร็วของคลื่นไหวสะเทือน	4-6
4.5 การคำนวณหาความหนาของชั้นหิน	4-8
4.6 ความสัมพันธ์ระหว่าง Intercept time และ Crossing distance	4-14
4.7 การประยุกต์ใช้งาน	4-16
4.8 คลื่นหักเหในชั้นหินหลาย ๆ ชั้น	4-18
4.9 หน้าคลื่นและรังสี	4-19
4.10 Travel time และความหนาของชั้นหิน	4-21
4.11 Travel Time Curve ที่แสดงชั้นหินที่วางตัวอยู่ในแนวราบ และมี Refractor 2 ตัว	4-22
4.12 การคำนวณความหนาของชั้นหิน (Layer) ต่าง ๆ	4-24
4.13 การหักเหของคลื่นบนชั้นหินที่มีการเอียงตัว	4-25
4.14 การหาเวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่นหักเหและความหนาของชั้นหินโดยวิธี Reversed Refraction Survey	4-27
4.15 การคำนวณความเร็วของคลื่น, ความหนา และความเอียงของชั้นหิน	4-31
4.16 การประยุกต์ใช้ Reversed Refraction Survey	4-32
4.17 การสำรวจโดยใช้คลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหที่แนวรอยต่อระหว่างชั้นหินไม่ต่อเนื่องกัน	4-34
4.18 ข้อจำกัดบางประการของการสำรวจโดยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห	4-38
4.19 การแปลความหมายการสำรวจโดยคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห และการปรับแก้ค่าข้อมูล	4-41
4.20 การประยุกต์ใช้การสำรวจโดยคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห	4-48
บทที่ 5 การสำรวจวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน	
5.1 ประวัติความเป็นมา	5-2
5.2 การสะท้อนจากหินชั้นเดียวที่วางตัวอยู่ในแนวระดับ	5-3
5.3 กราฟแสดงเวลาและระยะทางที่คลื่นสะท้อนใช้ในการเดินทาง	5-4
5.4 เวลาที่ใช้ในการเดินทางมาถึงตัวรับของคลื่นสะท้อน	5-4
5.5 Normal Move Out (NMO)	5-7
5.6 การวัดความเร็วของคลื่นสะท้อนและความลึกของ Reflector	5-8
5.7 การคำนวณค่าความเร็วของคลื่นสะท้อน	5-9
5.8 ขั้นตอนการแปลความหมายของ Seimogram และ Travel Time Distance Curve	5-10
5.9 การสะท้อนของคลื่นจากพื้นผิวที่มีการเอียงเท	5-11
5.10 แนวการเดินทางของคลื่นสะท้อน	5-11
5.11 เวลาที่คลื่นสะท้อนใช้ในการเดินทาง	5-12
5.12 ความลึกของ Reflector และมุมของการเอียงเท	5-14
5.13 วิธีการหาตำแหน่งของ Reflector โดยใช้คลื่นสะท้อน	5-16

สารบัญ (ต่อ)

	หน้า
5.14 การคำนวณหาความเร็วของคลื่น	5-16
5.15 การสะท้อนของคลื่นในชั้นหินหลาย ๆ ชั้น	5-18
5.16 Root-Mean-Square (RMS) Velocity	5-20
5.17 การหาความหนาของชั้นหินและความเร็วของคลื่น	5-26
5.18 ความลึกของ Reflector	5-27
5.19 การสะท้อนของคลื่นแบบกลับไปกลับมา	5-29
5.20 คลื่นย่อย	5-31
5.21 Multifold Reflections	5-33

เอกสารอ้างอิง



Chapter 1
บทนำ
(Introduction)

- 1.1 เนื้อหารายวิชา (Course description)**
- 1.2 โครงร่างรายวิชา (Course outlines)**
- 1.3 การให้ระดับคะแนน (Grading)**

1.1 เนื้อหารายวิชา

434308 การสำรวจธรณีฟิสิกส์

4 (3-3-6)

วิชาบังคับก่อน: **434201 ธรณีวิทยาโครงสร้าง**

หลักการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ วิธีการต่าง ๆ ของการสำรวจธรณีวิทยาใต้ผิวดินทั้งทางด้านทฤษฎีและปฏิบัติ

1.2 โครงร่างรายวิชา (Course outlines)

รายวิชานี้จะประกอบด้วยบทเรียนทั้งสิ้น 6 บท ได้แก่

บทที่ 1 บทนำ

Introduction

บทที่ 2

บทนำการสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์

Introduction to geophysical exploration methods

บทที่ 3

การสำรวจด้วยวิธีการคลื่นไหวสะเทือน

Seismic method

บทที่ 4

การสำรวจทางคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห

Seismic refraction methods

บทที่ 5

การสำรวจวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน

Seismic reflection methods

1.3 การให้ระดับคะแนน (Grading)

ปฏิบัติการและแบบฝึกหัด (Lab. and Practices) 50%

สอบกลางภาค (Midterm Examination) 20%

สอบปลายภาค (Final Examination) 30%

Chapter 2
บทนำการสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์
(Introduction to geophysical exploration methods)

- 2.1 ความหมายของการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์
(Meanings of geophysical exploration)**
- 2.2 การสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ (Geophysical Exploration)**
- 2.3 รูปแบบของการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์
(Geophysics Investigation Methods)**
- 2.4 ขนาดของการสำรวจ (Scale of Investigation)**
- 2.5 การวางแผนในงานสำรวจ (Planning a survey)**
- 2.6 การกำหนดเป้าหมายในการสำรวจ (Target Identification)**
- 2.7 การแสดงผลที่ได้จากการสำรวจ (Results presentation)**
- 2.8 ระยะห่างระหว่างจุดหรือสถานีสำรวจ (Station spacing)**
- 2.9 การเลือกใช้วิธีการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ต่อเป้าหมายการสำรวจ
ในรูปแบบต่าง ๆ (Target and techniques selection)**
- 2.10 การประยุกต์ใช้การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ในงานประเภทต่าง ๆ**
- 2.11 ข้อจำกัดในการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์
(Limitations in geophysical exploration)**

2.1 ความหมายของการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์

(Meanings of geophysical exploration)

คำว่า "ธรณีฟิสิกส์ หรือ Geophysics" เกิดจากการผสมกันของคำว่า "Geo" ที่แปลว่า โลก กับคำว่า "Physics" ที่แปลว่า วิทยาศาสตร์ที่เกี่ยวข้องกับสารพลังงานการเคลื่อนไหวและแรง จึงหมายถึง "การศึกษาทางวิทยาศาสตร์ที่เกี่ยวข้องกับสารพลังงานการเคลื่อนไหวและแรง ที่เกี่ยวข้องกันกับวัสดุที่ประกอบกันขึ้นเป็นโลก"

ธรณีฟิสิกส์เป็นการศึกษาส่วนต่าง ๆ ของโลก ทั้งส่วนที่เป็นเปลือกโลก (Crust) ซึ่ง ประทับบนชั้นดินและชั้นหิน แมนเทิล (Mantle) แกนกลางของโลก (Core) โดยอาศัย หลักการที่ว่าวัตถุต่างชนิดกันย่อมมีคุณสมบัติทางกายภาพ (Physical properties) ที่ต่างกัน โดยการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์จะทำการวัดลักษณะความแตกต่างกันทางคุณสมบัติทาง กายภาพของสิ่งต่าง ๆ ที่อยู่ใต้ผิวดินด้วยเครื่องมือที่มีการออกแบบมาเพื่อให้สามารถ ตรวจวัดความแตกต่างทางกายภาพเฉพาะตัวของวัตถุต่าง ๆ ได้ โดยการสำรวจธรณีฟิสิกส์ จะทำการตรวจวัดที่ผิวดินและแปลความหมายไปที่ระดับความลึกต่าง ๆ ใต้ผิวดิน

เป้าหมาย (Goals) ในการสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ ประกอบด้วย

- โครงสร้างทางธรณีวิทยา (Geological structures)
- สินแร่ (Ore)
- ธรณีวิทยาของฐานราก (Geology of foundation)
- คุณสมบัติทางกายภาพของหิน (Physical properties of rock)

โดยการสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์จะไม่ได้มีการสัมผัสกับสิ่งที่ทำการสำรวจ โดยตรงแต่อาศัยคุณสมบัติทางกายภาพของวัตถุตัวกลาง (Media) มาเป็นตัวบอก

2.2 การสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ (Geophysical Exploration)

การสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์จะทำการวัดค่าคุณสมบัติทางกายภาพของวัตถุ ตัวกลาง (Media) ซึ่งประกอบไปด้วย

1. ค่าความยืดหยุ่น (Elasticity)
2. ค่าความหนาแน่น (Density)
3. ค่าความเป็นแม่เหล็ก (Magnetization)
4. ลักษณะทางไฟฟ้า (Electrical characteristics) เช่น ค่าความต้านทานไฟฟ้า (Resistivity) ค่าความจุไฟฟ้า (Induced polarization) ค่าความต่างศักย์ทางไฟฟ้า (Self-potential) เป็นต้น
5. ค่ากัมมันตรังสี (Radioactive)

โดยความสำคัญของการสำรวจด้วยวิธีทางธรณีฟิสิกส์นี้อยู่ที่การตรวจวัดความผิดปกติ (Anomaly detection) ที่เกิดจากความแตกต่างกันของคุณสมบัติทางกายภาพของวัตถุหรือพื้นที่เป้าหมายกับสิ่งแวดล้อมที่อยู่รอบ ๆ ให้ได้

สำหรับการสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ที่จะศึกษากันในระดับนี้จะประกอบไปด้วย 4 วิธีการด้วยกัน ได้แก่

1. วิธีการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน (Seismic Methods)
2. วิธีการสำรวจด้วยค่าแรงโน้มถ่วงของโลก (Gravity Methods)
3. วิธีการสำรวจด้วยค่าความเป็นแม่เหล็ก (Magnetic Methods)
4. วิธีการสำรวจด้วยไฟฟ้า (Electrical Methods)

2.3 รูปแบบของการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์

(Geophysics Investigation Methods)

รูปแบบของการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์อาจจะแยกลักษณะของการวัดค่าออกเป็น 2 ลักษณะใหญ่ ได้แก่

1. การวัดค่าที่เกิดขึ้นเองตามธรรมชาติโดยตรง (Passive Method)
2. การวัดค่าที่เกิดขึ้นจากสิ่งเร้า (Active Method)

1. การวัดค่าที่เกิดขึ้นเองตามธรรมชาติ (Passive Method)

เป็นการวัดค่าความผิดปกติโดยตรงที่เกิดขึ้นเองตามธรรมชาติ เช่นทำการวัดค่าของ

- สนามแรงโน้มถ่วงของโลก (Gravitational field)
- สนามแม่เหล็กที่เกิดขึ้นเองตามธรรมชาติ (Natural magnetic field)
- คลื่นแผ่นดินไหว หรือคลื่นยืดหยุ่นที่เกิดจากการสั่นสะเทือน (Seismic or elastic wave)

2. การวัดค่าที่เกิดขึ้นจากสิ่งเร้า (Active Method)

ทำได้โดยการส่งสัญญาณทางฟิสิกส์เช่น กระแสไฟฟ้า แม่เหล็กไฟฟ้า หรือ คลื่นยืดหยุ่น ลงไปใต้ผิวดินแล้วทำการวัดสัญญาณที่เดินทางกลับมาที่เครื่องรับสัญญาณ เช่น

- สัญญาณที่เกิดจากคลื่นไหวสะเทือน (Seismic waves) ที่อาจเกิดขึ้นได้จากการใช้ระเบิดหรือค้อนเป็นตัวกำเนิดคลื่น
- สัญญาณประเภทกระแสไฟฟ้า (Electric current)
- สัญญาณคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้า (Electromagnetic waves) เป็นต้น

2.4 ขนาดของการสำรวจ (Scale of Investigation)

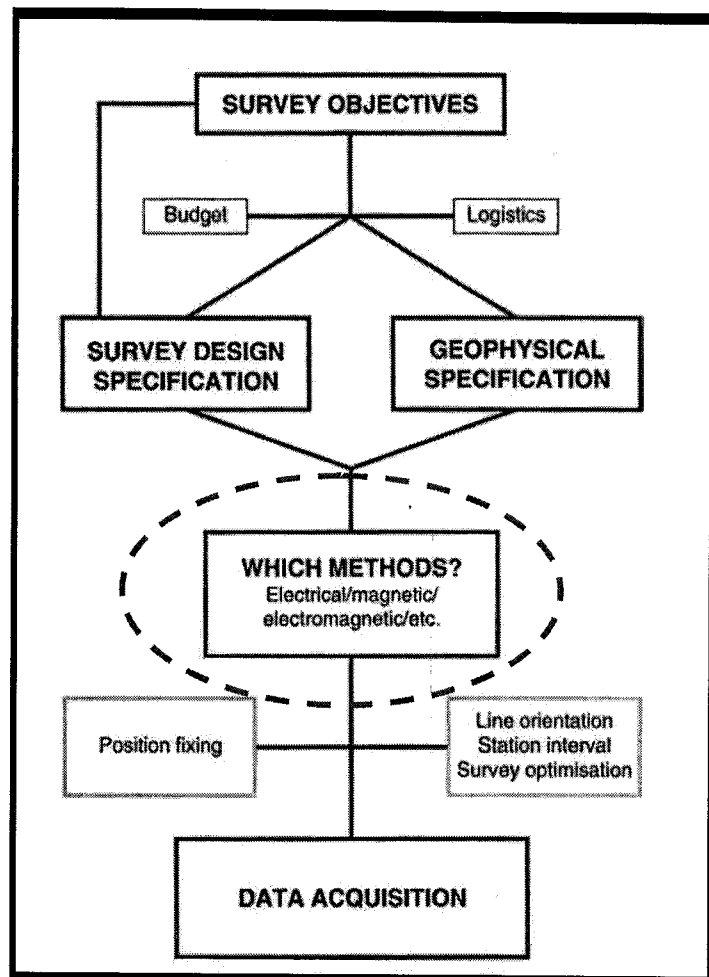
อาจจะเป็นได้ตั้งแต่ขนาดไม่กี่เซนติเมตร เมตร หรือเป็นกิโลเมตร ขึ้นอยู่กับประเภทของการนำไปประยุกต์ใช้ เช่น

- ธรณีฟิสิกส์ในงานสิ่งแวดล้อม (Environmental geophysics)
- ธรณีฟิสิกส์ในงานทางวิศวกรรม (Engineering geophysics)
- ธรณีฟิสิกส์ในงานสำรวจ (Exploration geophysics)

2.5 การวางแผนในงานสำรวจ (Planning a survey)

ในการวางแผนในงานสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ประกอบด้วย 4 ขั้นตอนใหญ่ ๆ (รูปที่ 2.1) ดังนี้

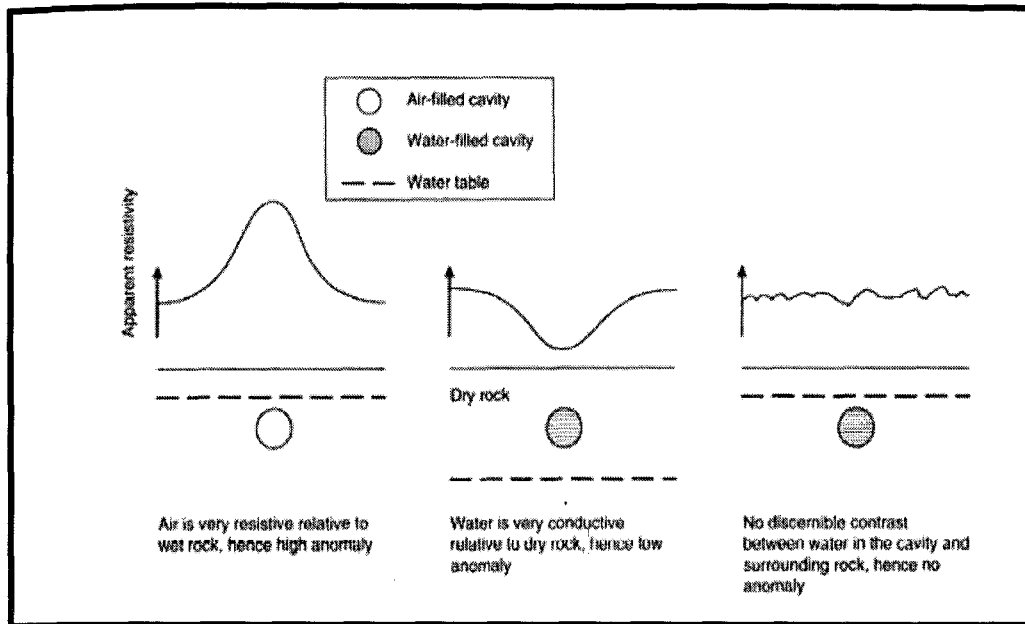
1. กำหนดเป้าหมายของการสำรวจ (Survey objectives) ซึ่งจะต้องพิจารณาถึงงบประมาณ (Budget) และความสามารถในการสนับสนุนการสำรวจนั้น (Logistics) ว่ามีความพร้อมหรือไม่
2. การออกแบบหรือกำหนดคุณสมบัติของสิ่งที่ต้องการสำรวจ (Survey design specification) และคุณสมบัติของการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ (Geophysical specification) และต้องมีการกำหนดจุดและตำแหน่งจุดสำรวจ (Position fixing) การกำหนดแนวสำรวจ (Line orientation) ระยะห่างระหว่างจุดสำรวจหรือสถานีฐาน (Station interval) และการแก้ปัญหาในกรณีที่การสำรวจมีปัญหาระหว่างการทำการสำรวจ (Survey optimization)
3. การเลือกวิธีการสำรวจ (Method selection)
4. ทำการเก็บข้อมูลการสำรวจ (Data acquisition)



รูปที่ 2.1 การวางแผนการสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์

2.6 การกำหนดเป้าหมายในการสำรวจ (Target Identification)

ในการสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์นั้นความแตกต่างกันหรือมีลักษณะผิดปกติ (Anomaly) ของคุณสมบัติทางกายภาพของวัตถุเป้าหมายหรือตัวกลางกับสภาพแวดล้อมข้างเคียงจะเป็นตัวกำหนดว่าจะมีการค้นพบเป้าหมายนั้นหรือไม่ ถ้าไม่มีความแตกต่างของคุณสมบัติทางกายภาพของวัตถุเป้าหมายกับสิ่งแวดล้อมข้างเคียงเลยก็ไม่สามารถค้นพบเป้าหมายในการสำรวจนั้นได้ (รูปที่ 2.2)

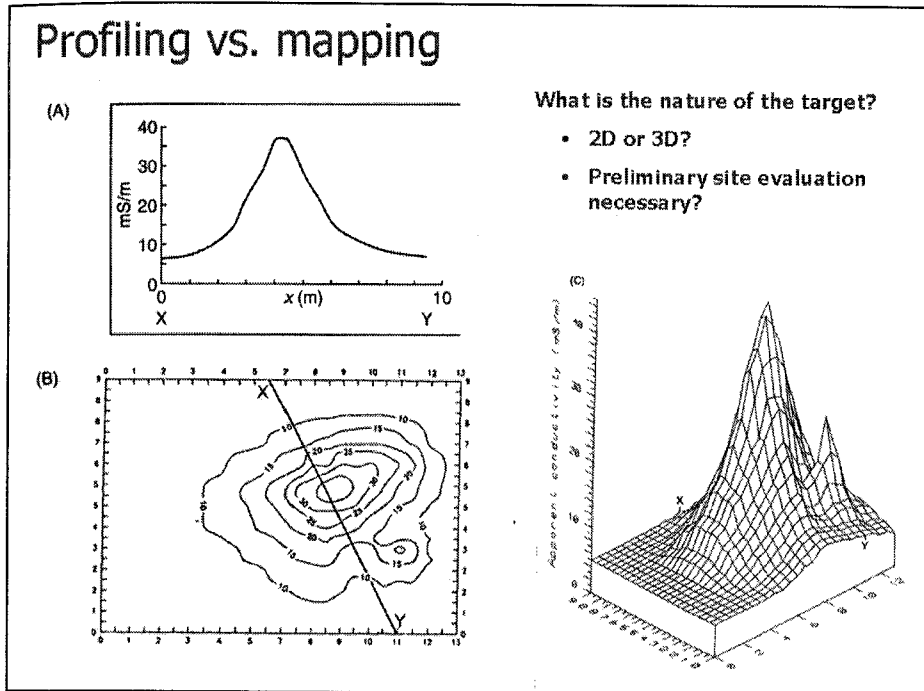


รูปที่ 2.2 ผลของความสำคัญของความแตกต่างกันของคุณสมบัติทางกายภาพของวัตถุ เป้าหมายกับสิ่งแวดล้อมข้างเคียงมีผลต่อการค้นหาหรือกำหนดเป้าหมายของการสำรวจ

2.7 การแสดงผลที่ได้จากการสำรวจ (Results presentation)

การแสดงผลที่ได้จากการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์อาจทำได้ในหลายรูปแบบ (รูปที่ 2.3) เช่น

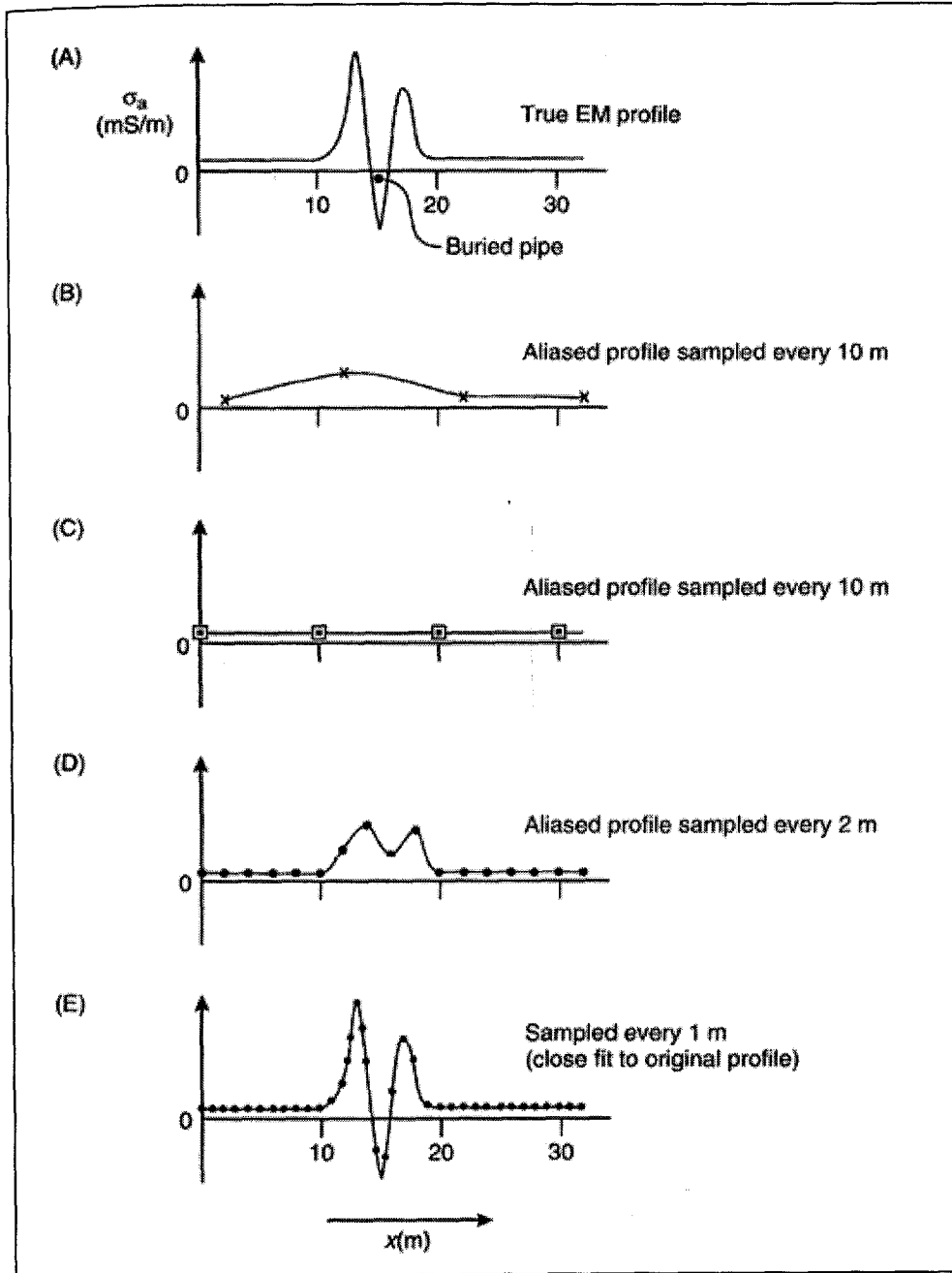
- ภาพตัดขวางในสองมิติ (Cross-section or profiling)
- แผนที่แสดงค่าผิดปกติ (Anomaly map)
- ภาพแบบจำลองในสามมิติ (3D model)



รูปที่ 2.3 รูปแบบของผลลัพธ์ที่ได้จากการสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์

2.8 ระยะห่างระหว่างจุดหรือสถานีสำรวจ (Station spacing)

การกำหนดระยะห่างระหว่างจุดหรือสถานีสำรวจต้องมั่นใจว่าครอบคลุมหรือสามารถที่จะตรวจจับหรือตรวจวัดค่าคุณสมบัติทางกายภาพของวัตถุเป้าหมายหรือสัญญาณได้อย่างละเอียดมากพอที่จะนำไปประมวลผลได้ รูปที่ 2.4 แสดงถึงผลลัพธ์ที่ได้จากการสำรวจด้วยวิธีการวัดค่าคลื่นแม่เหล็กไฟฟ้าด้วยระยะห่างระหว่างจุดสำรวจที่แตกต่างกัน โดยระยะห่างระหว่างจุดสำรวจจะมีผลโดยตรงต่อค่าที่วัดได้ จากรูปจะเห็นว่าถ้าระยะห่างระหว่างจุดสำรวจมีค่ามากเกินไปผลลัพธ์ที่ได้จากการสำรวจก็จะไม่สามารถตรวจพบค่าผิดปกติ (Anomaly) ได้ แต่ถ้ามีระยะห่างระหว่างจุดสำรวจมากขึ้นผลลัพธ์ที่ได้ก็จะมีค่าความถูกต้องมากขึ้นเช่นกัน



รูปที่ 2.4 ความสำคัญของระยะห่างระหว่างจุดสำรวจหรือสถานีสำรวจต่อผลลัพธ์ที่ได้จากการสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์

2.9 การเลือกใช้วิธีการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ต่อเป้าหมายการสำรวจในรูปแบบต่าง ๆ (Target and techniques selection)

การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ในแต่ละวิธีการจะเหมาะสมต่อวัตถุประสงค์และเป้าหมายของการสำรวจที่แตกต่างกันไป และบางครั้งวัตถุประสงค์ในการสำรวจหรือเดียวกันอาจจะมีวิธีการสำรวจได้หลายรูปแบบ โดยวิธีการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ที่เหมาะสมในงานสำรวจรูปแบบต่าง ๆ กันดังแสดงไว้ในตารางที่ 2.1

ตารางที่ 2.1 วิธีการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ที่ใช้ในการสำรวจในงานต่าง ๆ

Techniques and targets		Hydrocarbon exploration (coal, oil, gas)	Regional geologic study (> 100s km ²)	Exploration/development of mineral deposits	Engineering site investigations	Hydrogeological investigations	Detection of subsurface cavities	Mapping leachate and contamination plumes	Location of buried metallic objects	Archaeogeophysics	Forensic geophysics
Geophysical Method	Dependent physical property										
Gravity	Density	P	P	s	s	s	s			s	
Magnetic	Susceptibility	P	P	P	s		m		P	P	
Seismic refraction	Elastic moduli, density	P	P	m	P	s	s				
Seismic reflection	Elastic moduli, density	P	P	m	s	s	m				
Resistivity	Resistivity	m	m	P	P	P	P	P	s	P	m
Spontaneous potential	Potential differences			P	m	P	m	m	m		
Induced polarization	Resistivity, capacitance	m	m	P	m	s	m	m	m	m	m
Electromagnetic (EM)	Conductance, inductance	s	P	P	P	P	P	P	P	P	m
EM - VLF	Conductance, inductance	m	m	P	m	s	s	s	m	m	
EM - Ground penetrating radar	Permittivity, conductivity			m	P	P	P	s	P	P	P
Magneto-telluric	Resistivity	s	P	P	m	m					

P – primary method; s – secondary; m – maybe sometimes

2.10 การประยุกต์ใช้การสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ในงานประเภทต่าง ๆ

ผลที่ได้จากการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์สามารถนำไปประยุกต์ใช้ในงานต่าง ๆ ได้หลากหลายประเภท เช่น งานทางด้าน การสำรวจทางธรณีวิทยา หรือ งานทางด้านวิศวกรรมโยธา เป็นต้น

2.10.1 การใช้ธรณีฟิสิกส์ในงานทางด้านธรณีวิทยา (Geophysics for Geology)

การสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์ก็สามารถนำไปประยุกต์ใช้ในงานสำรวจทางธรณีวิทยาได้อย่างกว้างขวาง เช่น

- งานสำรวจโครงสร้างทางธรณีวิทยาที่อยู่ใต้ดิน (Subsurface geological structures) เช่น รอยเลื่อน (Faults) โครงสร้างโค้งงอ (Folds) รอยแตกของหิน (Rock fractures) เป็นต้น
- งานลำดับชั้นหิน (Stratigraphic correlation)
- งานสำรวจน้ำบาดาล (Groundwater investigation)
- งานสำรวจทรัพยากรสินแร่ (Ore), ปิโตรเลียม (Petroleum), ถ่านหิน (Coal), แหล่งแร่โลหะ (Metal ore), แหล่งแร่โลหะมีค่า (Precious metal) เช่น ทองคำ เงิน ทองแดง, แร่กัมมันตรังสี เช่น ยูเรเนียม พลูโตเนียม หรือแม้แต่แหล่งอัญมณี (Gemstone) เช่น เพชร (Diamond) พลอยสี (Corundum) เป็นต้น

2.10.2 การใช้ธรณีฟิสิกส์ในงานทางด้านวิศวกรรม (Geophysics for Engineering)

การสำรวจด้วยวิธีการทางธรณีฟิสิกส์สามารถนำไปประยุกต์ใช้ในงานวิศวกรรมได้มากมายหลายแบบ เช่น

- งานทางด้านฐานราก (Foundation works), การศึกษาความยากง่ายในการขุดหิน (Rippability), การศึกษาถึงความแข็งแรงของหิน (Rock strength) หรือการทดสอบหาค่าคงตัวการยืดหยุ่น (Elastic constants) ต่าง ๆ เป็นต้น
- ใช้เพื่อเป็นข้อมูลในการวางแผนการขุดเจาะอุโมงค์ (Tunneling planning)
- การตรวจหาโพรงหรือถ้ำในหิน (Cave detection)
- การหาสถานที่ที่เหมาะสมในการสร้างเขื่อน หรืออ่างเก็บน้ำ หรือวัสดุก่อสร้าง (Dam, reservoir and construction material site selection) เป็นต้น

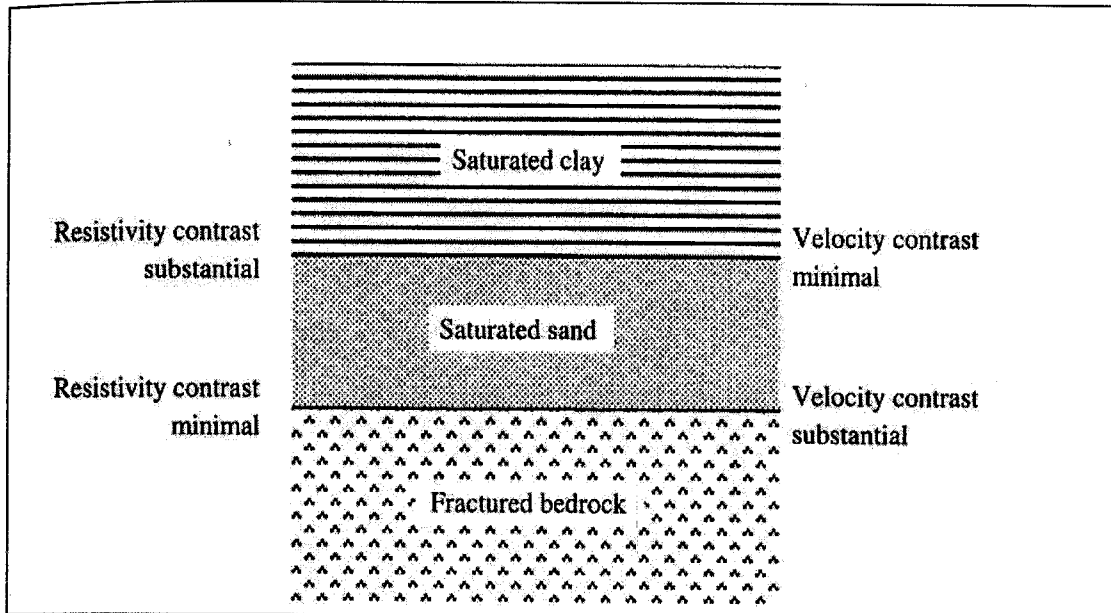
2.11 ข้อจำกัดในการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์ (Limitations in geophysical exploration)

เนื่องจากการสำรวจทางธรณีฟิสิกส์นั้นถ้าจะให้ได้ดีผลดีในวัตถุหรือพื้นที่เป้าหมายต้องมีค่าความผิดปกติของคุณสมบัติทางกายภาพอย่างใดอย่างหนึ่งต่างไปจากบริเวณสิ่งแวดล้อมหรือพื้นที่ใกล้เคียงการสำรวจนั้นจึงจะได้ผลดี ดังนั้นการสำรวจจึงต้องมีสิ่งที่ต้องคำนึงถึงดังนี้

1. ความละเอียดของสัญญาณที่ต้องการเพื่อให้มีความแตกต่างจากสิ่งอื่น ๆ ที่อยู่รอบ ๆ
2. การป้องกันสัญญาณรบกวนจากสิ่งแวดล้อมที่เกิดขึ้นในขณะที่มีการสำรวจ

ในบางครั้งการสำรวจในบริเวณพื้นที่เดียวกันอาจต้องใช้วิธีการสำรวจหลาย ๆ รูปแบบเพื่อให้การตรวจจับค่าผิดปกติเกิดขึ้นได้มากที่สุด ดังเช่นตัวอย่างของการสำรวจ

ความหนาของชั้นหินอุ้มน้ำ (Aquifer) โดยใช้วิธีการสำรวจทั้งแบบคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (Seismic refraction survey) และ การสำรวจวัดค่าความต้านทานไฟฟ้าจำเพาะ (Resistivity survey) ดังแสดงไว้ในรูปที่ 2.5



รูปที่ 2.5 การสำรวจหาความหนาของชั้นหินอุ้มน้ำโดยใช้วิธีการสำรวจทั้งแบบคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหและการวัดค่าความต้านทานไฟฟ้าจำเพาะของชั้นหินเพื่อเป็นการยืนยันความถูกต้องของข้อมูลซึ่งกันและกัน

Chapter 3
การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน
(Seismic Investigation)

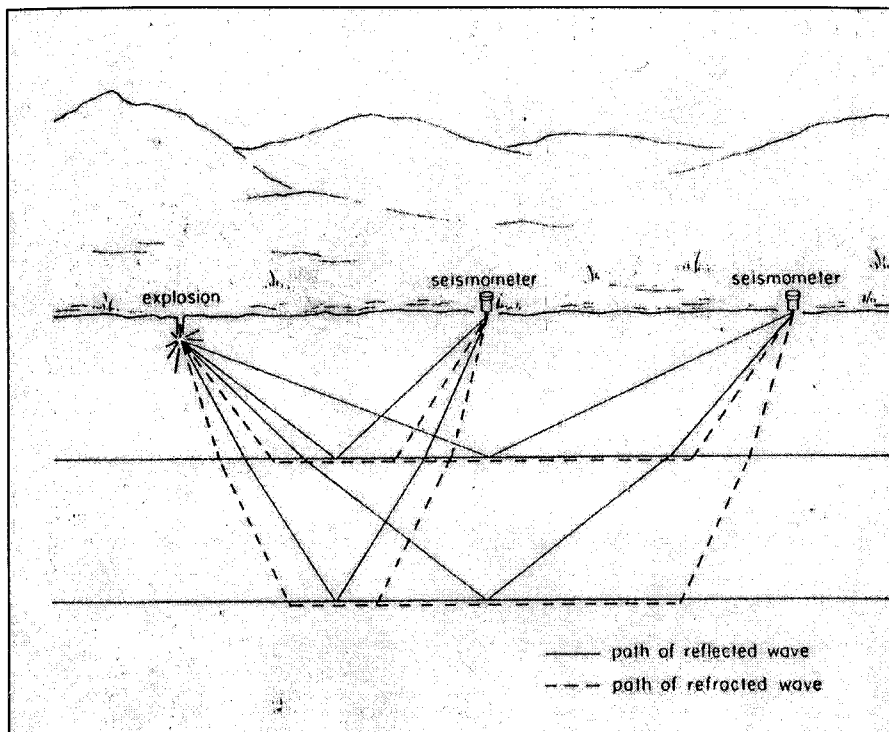
- 3.1 การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน (Seismic investigation)**
- 3.2 ชนิดของการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน (Type of Seismic Methods)**
- 3.3 คลื่นยืดหยุ่น (Elastic waves)**
- 3.4 ชนิดของคลื่นยืดหยุ่น (Types of wave)**
- 3.5 ทฤษฎีของการยืดหยุ่น (Elasticity Theory)**
- 3.6 ลักษณะทางเรขาคณิตของคลื่น (Geometry of Seismic Wave Path)**
- 3.7 การวัดคุณสมบัติของคลื่น (Measurements on Waves)**
- 3.8 Huygen 's principles**
- 3.9 Snell 's Law**
- 3.10 การสะท้อนและการหักเหที่บริเวณรอยต่อของตัวกลาง (Refraction and Reflection at Boundary of Media)**
- 3.11 มุมตกกระทบ มุมสะท้อน และมุมหักเห (Angle of Incidence, Reflection and Refraction)**
- 3.12 ทิศทางการเดินทางของ Seismic Body Waves**
- 3.13 การลดทอนลงของคลื่นยืดหยุ่น (Attenuation of Elastic Wave)**
- 3.14 ปัจจัยที่มีผลต่อความเร็วของคลื่นไหวสะเทือน (Factors effecting on seismic velocity)**
- 3.15 การบันทึกค่าคลื่นไหวสะเทือน (Seismic waves recording)**

3.1 การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน (Seismic investigation)

การสำรวจทางด้านคลื่นไหวสะเทือนอยู่บนพื้นฐานที่ว่า คลื่นไหวสะเทือน (seismic waves) หรือคลื่นยืดหยุ่น (elastic waves) เคลื่อนที่ด้วยความเร็วไม่เท่ากันในหินต่างชนิดกัน

หลักการในการสำรวจ

โดยการกำเนิดคลื่นยืดหยุ่นขึ้น ณ จุดใดจุดหนึ่ง แล้ววัดเวลาที่คลื่นใช้เดินทางมายังจุดต่าง ๆ บนผิวดิน หลังจากไปกระทบกับรอยต่อระหว่างชั้นหิน (รูปที่ 3.1)



รูปที่ 3.1 การเดินทางของคลื่นไหวสะเทือนจากจุดกำเนิดคลื่นมายังตัวรับสัญญาณ

3.2 ชนิดของการสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือน (Type of Seismic Methods)

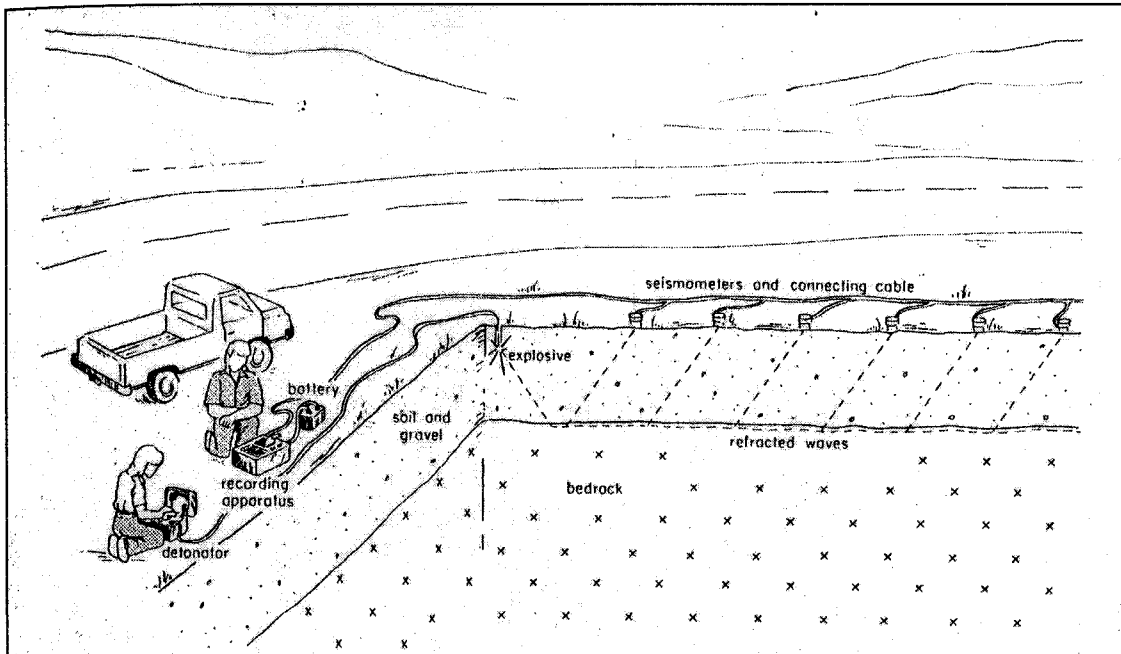
การสำรวจด้วยวิธีคลื่นไหวสะเทือนสามารถแบ่งออกได้เป็น 2 ลักษณะใหญ่ ๆ ตามประเภทของการเดินทางของคลื่นมายังเครื่องมือรับสัญญาณได้เป็น

- การสำรวจด้านการหักเหของคลื่นไหวสะเทือน (Seismic Refraction Methods)
- การสำรวจด้านการสะท้อนของคลื่นไหวสะเทือน (Seismic Reflection Methods)

3.2.1 การสำรวจด้านการหักเหของคลื่นไหวสะเทือน (Seismic Refraction Methods)

เป็นศึกษาเวลาที่คลื่นยึดหยุ่นหักเหผ่านชั้นหินต่างชนิดกลับลงสู่ผิวดินเพื่อคำนวณหาความเร็วคลื่นยึดหยุ่นและความเร็วของชั้นหินเหล่านั้น (รูปที่ 3.2) มักใช้ในงานธรณีวิศวกรรม (Engineering geology) และงานวิศวกรรมธรณี (Geological engineering) เช่น

- ศึกษาความลึก ความหนา ของชั้นหินฐานราก (foundation)
- การเสาะแสวงหาแหล่งวัสดุก่อสร้าง ฯลฯ



รูปที่ 3.2 การสำรวจด้านการหักเหของคลื่นไหวสะเทือน (Seismic refraction method)

3.2.2 การสำรวจด้านการสะท้อนของคลื่นไหวสะเทือน (Seismic Reflection Methods)

การสำรวจจะอาศัยเวลาที่คลื่นยึดหยุ่นสะท้อนที่รอยต่อระหว่างชั้นหินกลับลงสู่ผิวดินเพื่อคำนวณหาความลึกถึงรอยต่อนั้น (รูปที่ 3.3)

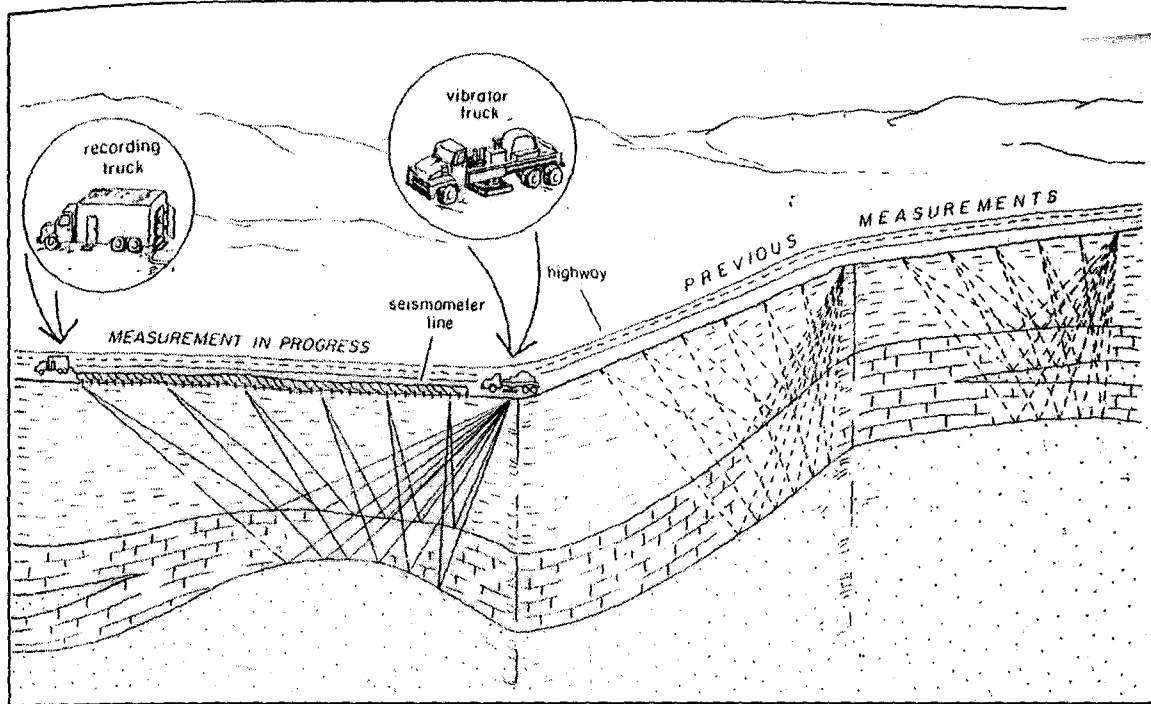
โดยการสำรวจจำแนกเป็น 2 ระดับ คือ

- การสำรวจระดับลึก

ใช้มากในงานเสาะหาแหล่งปิโตรเลียม ใช้เทคโนโลยีและค่าใช้จ่ายสูงมาก พัฒนาไปไกลมากในปัจจุบัน

- การสำรวจระดับตื้น

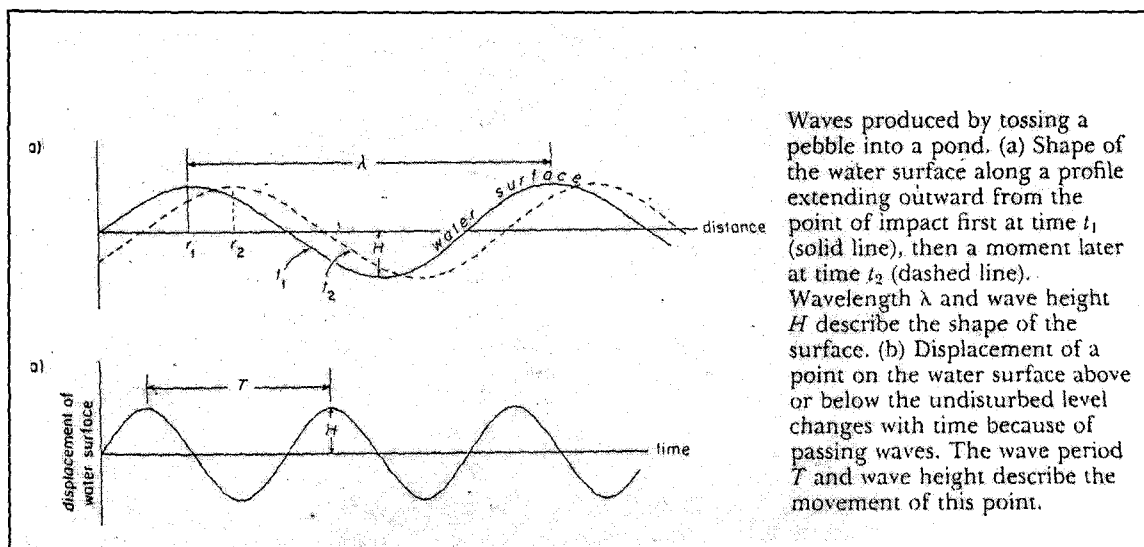
ใช้ในงานวิศวกรรมธรณี เช่นเดียวกัน แต่ไม่ค่อยนิยมเพราะราคาแพง



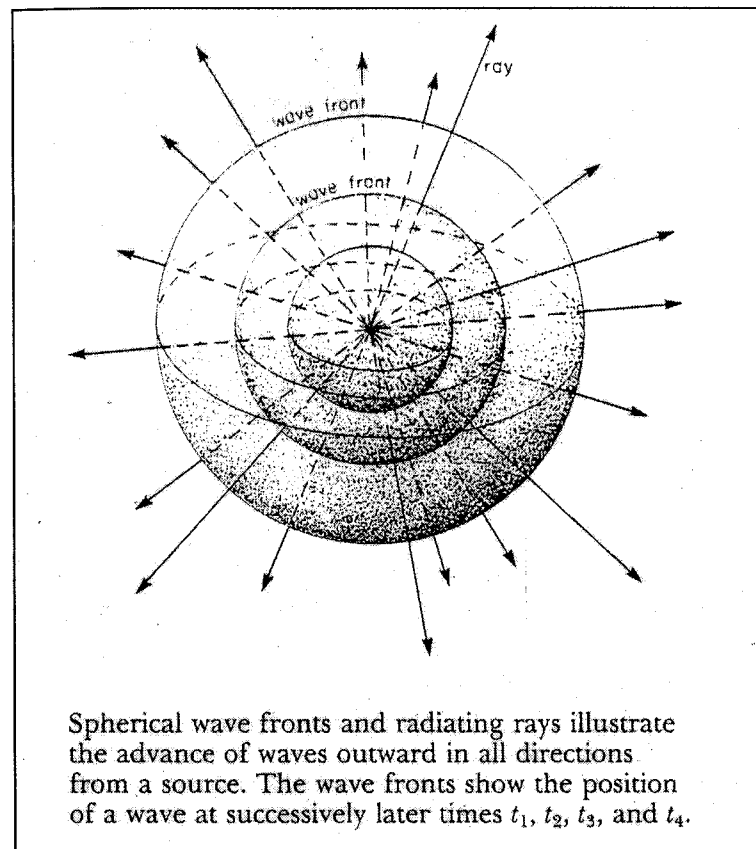
รูปที่ 3.3 การสำรวจด้านการสะท้อนของคลื่นไหวสะเทือน (Seismic reflection method)

3.3 คลื่นยืดหยุ่น (Elastic waves)

ความยืดหยุ่น (Elasticity) คือคุณสมบัติของสสารที่จะต้านทานการเปลี่ยนแปลงขนาดและรูปร่าง โดยที่สสารนั้นจะกลับสู่รูปร่างเดิมเมื่อแรงภายนอกที่ทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงขนาดและรูปร่างนั้นหมดไป เมื่อให้ความเค้น (Stress) อย่างทันทีทันใด ณ จุดใดจุดหนึ่งในวัตถุยืดหยุ่น คลื่นยืดหยุ่นจะแผ่ขยายออกไปทุกทิศทาง (รูปที่ 3.4 และ 3.5)



รูปที่ 3.4 คลื่นและองค์ประกอบของคลื่น



รูปที่ 3.5 รั้งคลื่นและหน้าคลื่น

3.4 ชนิดของคลื่นยืดหยุ่น (Types of wave)

คลื่นยืดหยุ่นนี้จะแยกออกเป็น 2 ลักษณะ คือ

- คลื่นภายในวัตถุ (Body waves)
- คลื่นพื้นผิว (Surface waves)

3.4.1 คลื่นภายในวัตถุ (Body waves)

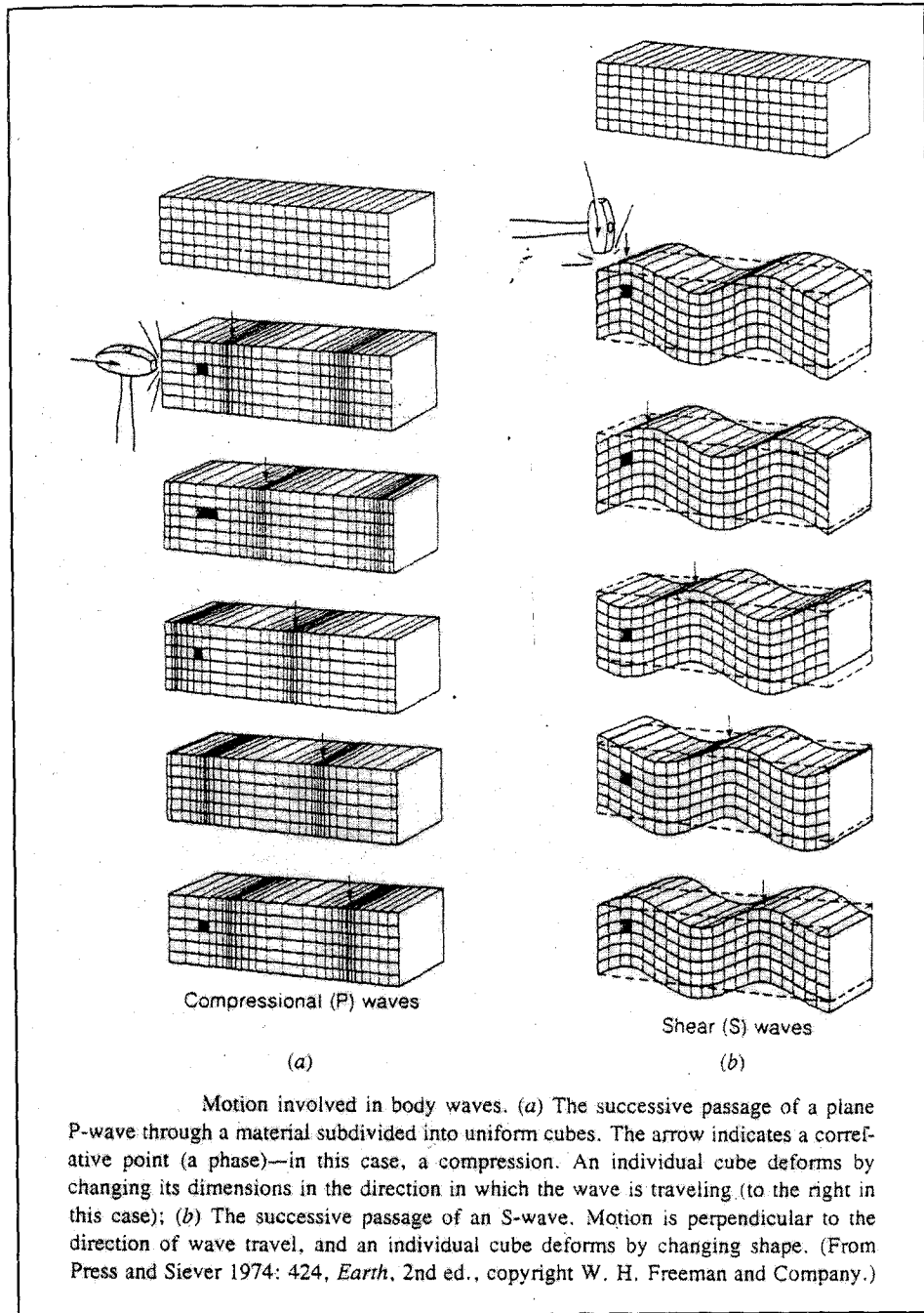
แบ่งได้ออกเป็นชนิดย่อยได้อีก 2 ชนิด คือ

3.4.1.1 คลื่นปฐมภูมิ (Primary wave)

3.4.1.2 คลื่นทุติยภูมิ (Secondary wave)

3.4.1.1 คลื่นปฐมภูมิ (Primary wave)

หรือ เรียกว่า P-waves หรือ Dilatational wave หรือ Longitudinal wave (คลื่นตามยาว) หรือ Compressional wave (คลื่นอัด) เช่น คลื่นที่เกิดจากการอัดสปริง โดยการเคลื่อนที่ของอนุภาคในวัตถุยืดหยุ่นตัวกลางที่ P-wave ผ่านไปจะอยู่ในลักษณะกลับไปกลับมารอบจุดสมดุลในแนวทางการเดินทางของคลื่น (รูปที่ 3.6)



รูปที่ 3.6 การเคลื่อนที่ของอนุภาคที่เกิดจากการสั่นสะเทือนของวัตถุตัวกลาง

3.4.1.2 คลื่นทุติยภูมิ (Secondary wave)

หรือ Shear waves หรือ S-waves หรือ Transverse wave (คลื่นตามขวาง) หรือ Rotational wave (คลื่นหมุน) โดยการเคลื่อนที่ของอนุภาคใน S-wave จะเคลื่อนที่กลับไปกลับมารอบจุดสมดุลในแนวตั้งฉากกับทิศทางของการเดินทางของคลื่น (รูปที่ 3.6)

3.4.2 คลื่นพื้นผิว (Surface waves)

แบ่งได้ออกเป็นชนิดย่อยได้อีก 3 ชนิด ได้แก่

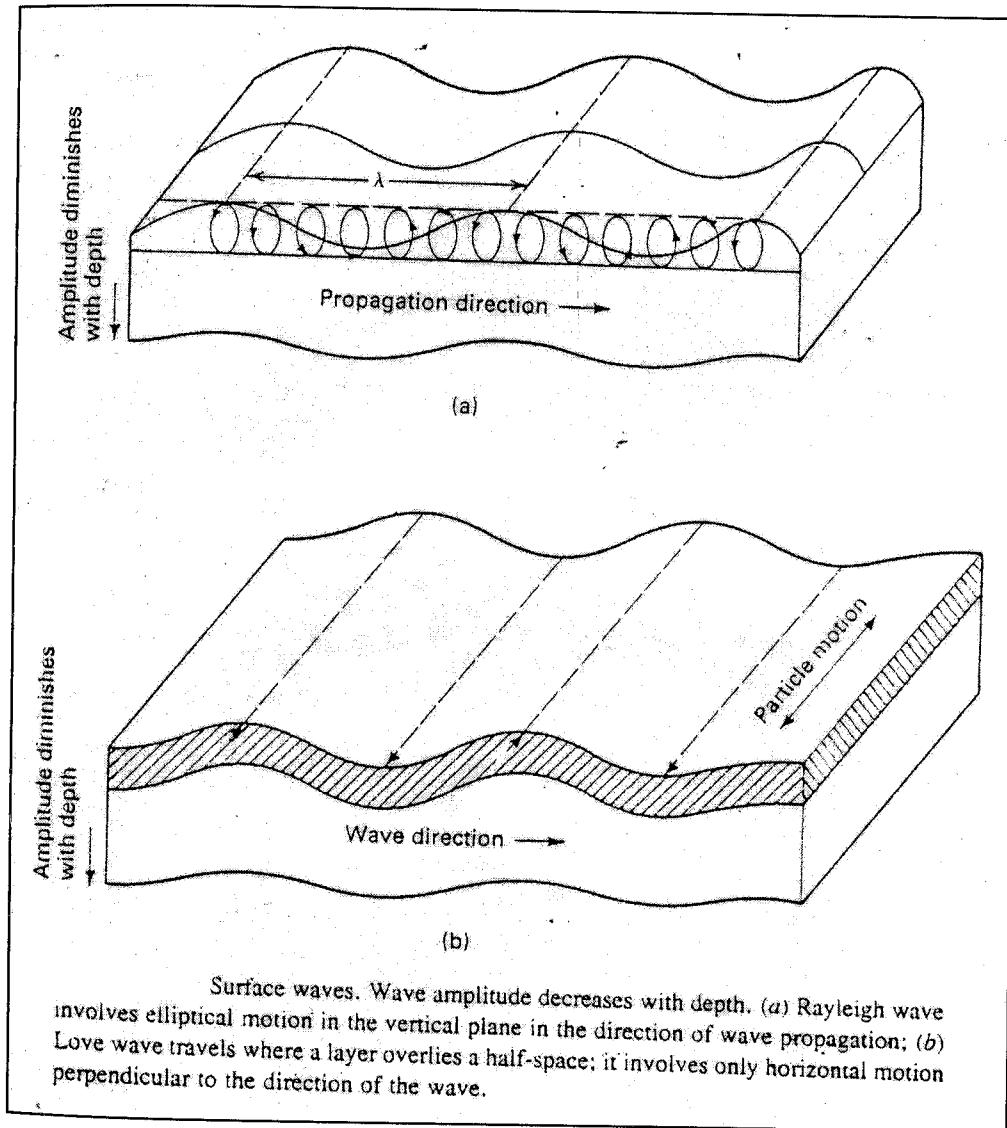
3.4.2.1 Rayleigh wave (Ground roll)

3.4.2.2 Love wave

3.4.2.3 Stonley wave

3.4.2.1 Rayleigh wave (Ground roll)

การเคลื่อนที่ของอนุภาคในวัตถุยืดหยุ่นตัวกลางจะมีลักษณะคล้ายวงรี โดยมีแกนหลัก (major axis) ตั้งฉากกับพื้นผิว โดยการเคลื่อนที่ของอนุภาคเหล่านี้จะลด Amplitude ลงลงจนมีค่าเป็นศูนย์ที่ความลึกประมาณ 1 ช่วง ความยาวคลื่น (รูปที่ 3.7 a)



รูปที่ 3.7 การเดินทางของอนุภาคของคลื่น Rayleigh wave และ Love wave ในวัตถุตัวกลาง

3.4.2.2 Love wave

เดินทางที่พื้นผิว โดยที่อนุภาคของคลื่นจะเคลื่อนที่กลับไปกลับมารอบจุดสมดุลในแนวตั้งฉากกับการเดินทางของคลื่น (รูปที่ 3.7 b)

3.4.2.3 Stonley wave

เป็นคลื่นที่เกิดบริเวณผิวสัมผัสกันของของแข็งและของเหลว (Solid-Fluid) บริเวณพื้นผิว

หมายเหตุ:

Ground roll เป็นคลื่นที่มีความยาวคลื่นมาก มีการเคลื่อนที่เป็นวงรี หมุนเป็นวงไปข้างหน้าตามผิวดินจะกระทำตัวเป็นสัญญาณรบกวน (noises) รบกวนและตัดทอนสัญญาณของElastic wave จากใต้พื้นผิว ซึ่งเป็นปัญหาหนึ่งในการสำรวจทางคลื่นไหวสะเทือน

3.5 ทฤษฎีของการยืดหยุ่น (Elasticity Theory)

ความเร็วของคลื่น P-wave และ S-wave จะสัมพันธ์กับค่าคงตัวการยืดหยุ่น และค่าความหนาแน่นของวัตถุตัวกลาง ดังนี้

ความเร็วคลื่น P-wave, V_p

$$V_p = \frac{x}{t_p} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left[\frac{1 - \sigma}{(1 - 2\sigma)(1 + \sigma)} \right]} \quad 3.1$$

ความเร็วคลื่น S-wave, V_s

$$V_s = \frac{x}{t_s} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1 + \sigma)}} \quad 3.2$$

เมื่อ

λ = Lamé' constants

μ = modulus of rigidity (shear modulus)

ρ = density of media

k = bulk modulus

t_p = เวลาที่คลื่น P-wave เดินทางได้ในระยะทาง x ในตัวกลาง

t_s = เวลาที่คลื่น S-wave เดินทางได้ในระยะทาง x ในตัวกลาง

ความสัมพันธ์ระหว่างค่าคงตัวยืดหยุ่นต่าง ๆ ยังได้อีกว่า

$$E = \frac{\rho V_p^2 (1 - 2\sigma)(1 + \sigma)}{(1 - \sigma)} = 2\rho V_s^2 (1 + \sigma) \quad 3.3$$

$$k = \frac{\rho V_p^2 (1 + \rho)}{3(1 - \rho)} \quad 3.4$$

$$\sigma = \frac{\left[0.5 \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1 \right]}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \quad 3.5$$

เมื่อ

E = Young's Modulus
 σ = Poisson's Ratio

หมายเหตุ

: ค่าคงตัวการยืดหยุ่น (Elastic constant) ที่หาได้จากความเร็วของ P-wave, S-wave และค่าความหนาแน่นนี้เรียกว่า Dynamic elastic constant ซึ่งแตกต่างจาก Static elastic constant ซึ่งได้จากการอัดแท่งหินตัวอย่าง

: ค่าทั้งสองแบบนี้จะใกล้เคียงกันในกรณีของแท่งหินเนื้อแน่นเท่านั้น โดยที่ Static elastic constant หาได้จาก

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + \mu)} \quad 3.6$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad 3.7$$

$$k = \frac{1}{3}(3\lambda + 2\mu) \quad 3.8$$

$$\text{compressibility} = \frac{1}{k} \quad 3.9$$

เนื่องจาก Gas และ Ideal Liquid มี $\mu = 0$ ดังนั้น S-waves จึงไม่สามารถเคลื่อนที่ได้ใน
ตัวกลางเหล่านี้

3.6 ลักษณะทางเรขาคณิตของคลื่น (Geometry of Seismic Wave Path)

จะแยกพิจารณาเป็น หน้าคลื่น (Wavefront) และ รังสีคลื่น (Ray)

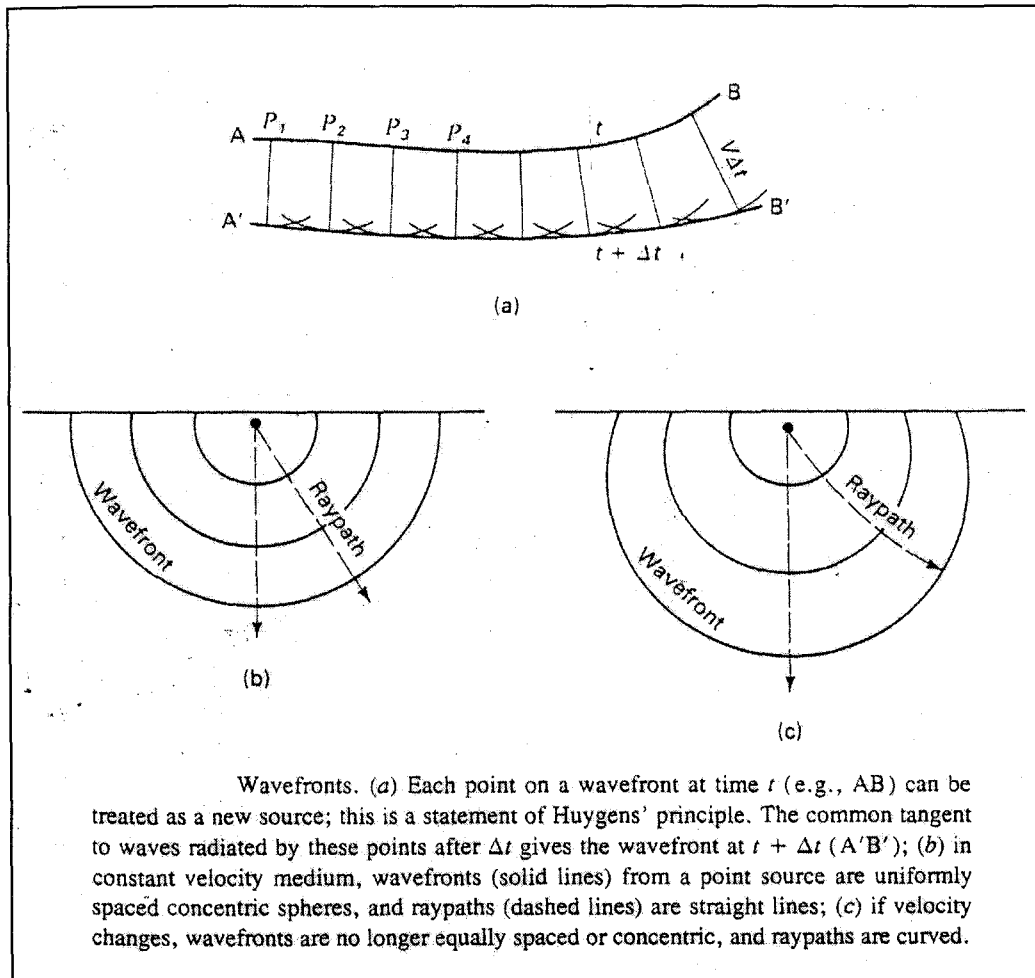
หน้าคลื่น (Wavefront)

: เมื่อคลื่นเดินทางออกจากจุดกำเนิดทุกทิศทางเท่า ๆ กันหน้าคลื่นที่มี Phase เท่า ๆ กัน เรียกว่า "Wavefront" ซึ่งจะตั้งฉากกับทิศทางการเคลื่อนที่ของพลังงานที่เรียกว่า "Wave Directions" หรือ "Ray Path" (รูปที่ 3.8)

ทิศทางการเคลื่อนที่ของคลื่น (Wave direction หรือ Ray path)

: คือเส้นรังสีที่เกิดจากจินตนาการว่าตั้งฉากกับ wavefront ใช้อธิบายถึงทิศทางที่คลื่นเดินทางไป เรียกว่า ray path (รูปที่ 3.8)

: เมื่อทำการลากออกจากจุดกำเนิดคลื่นจะแผ่ออกไปได้ในทุกทิศทาง (360°)



รูปที่ 3.8 รังสีคลื่น (Rays) และ หน้าคลื่น (Wavefront)

3.7 การวัดคุณสมบัติของคลื่น (Measurements on Waves)

การวัดคุณสมบัติต่าง ๆ ของคลื่น (รูปที่ 3.9) จะมีค่าจำกัดความดังนี้คือ

Amplitude: The maximum displacement from equilibrium

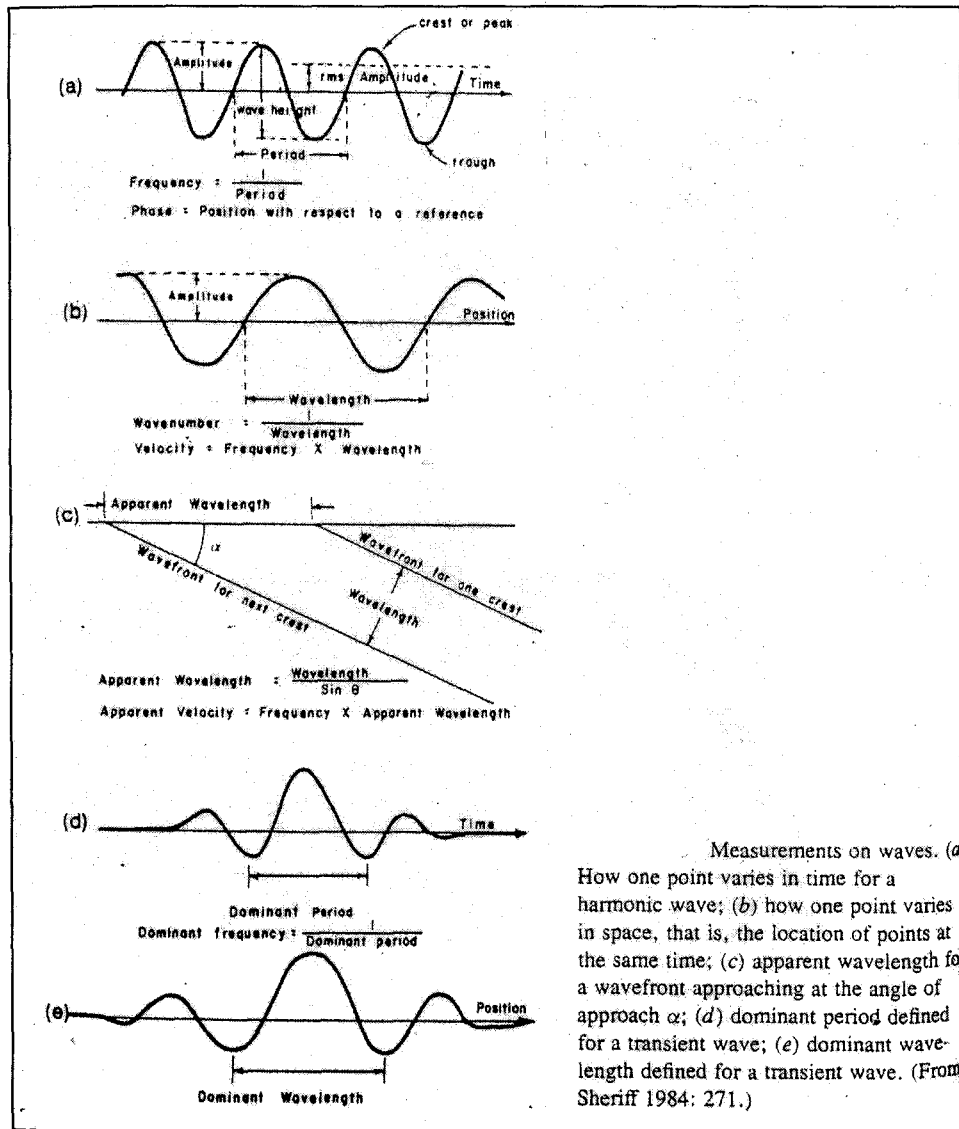
Period, T : The time of repetition a periodic wave

Frequency, f: The repetition rate for a periodic wave or the reciprocal of the period or $f = 1/T$

Wave length, λ : The distance between the successive similar points on periodic wave measured perpendicular to the wavefront

Velocity, V : The distance travel by a wavefront divided by the time to travel this distance (phase velocity)

: Equals the products of frequency & wavelength or $V = f\lambda$

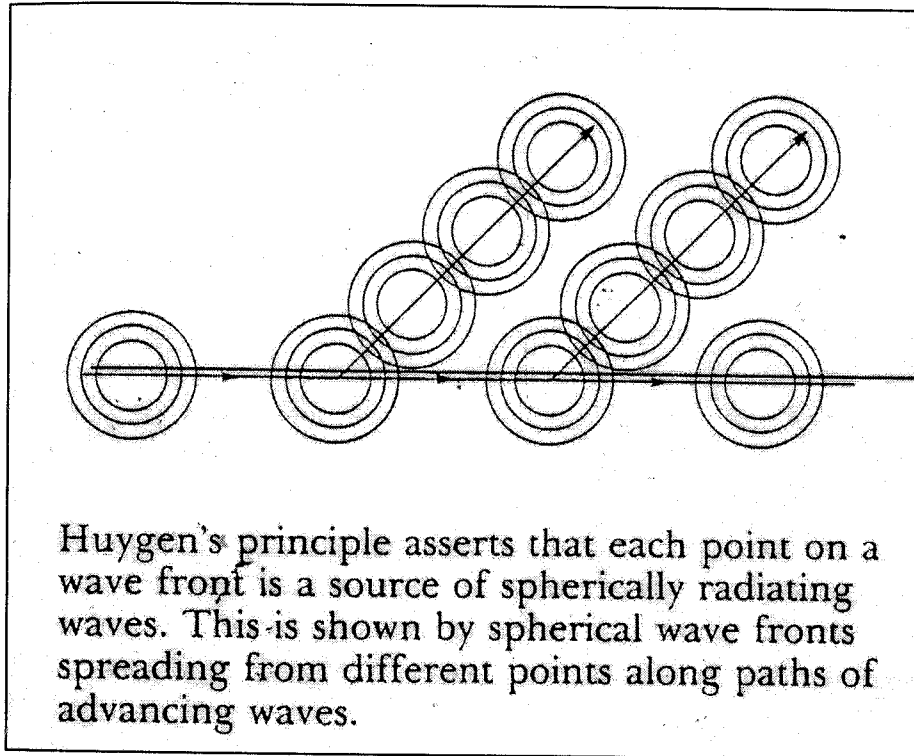


รูปที่ 3.9 คุณสมบัติทางกายภาพของคลื่นและการวัด

3.8 Huygen's principles

กล่าวไว้ว่า "Every point on a wavefront can be regarded as a new source of wave" หรือแปลได้ว่า "ทุก ๆ จุดบนหน้าคลื่นใด ๆ สามารถกระทำตัวเป็นต้นกำเนิดคลื่นใหม่ได้"

จุดกำเนิดใหม่นี้จะปล่อยคลื่นออกไปโดยรอบ และมีอัตราความเร็วเท่ากับอัตรา
การเคลื่อนที่ของคลื่นเดิม (รูปที่ 3.10)



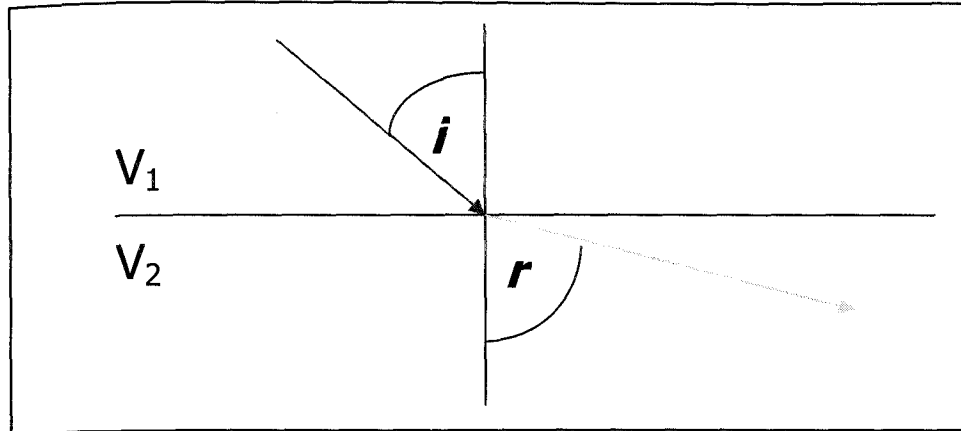
รูปที่ 3.10 การเกิดคลื่นใหม่ตาม Huygen's principles

3.9 Snell's Law

กล่าวว่า "The sine of angle of Incidence, i , is to the sine of the angle of refraction, r , as the respective velocities"

หรือเขียนเป็นสมการได้ว่า

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2} \quad \text{หรือ} \quad \frac{\sin i}{V_1} = \frac{\sin r}{V_2} \quad 3.10$$



รูปที่ 3.11 การหักเหของคลื่น

3.10 การสะท้อนและการหักเหที่บริเวณรอยต่อของตัวกลาง (Refraction and Reflection at Boundary of Media)

ตัวกลาง (Media)

ในการศึกษาการเคลื่อนที่ของคลื่นนั้น Media ต้องถูกสมมติว่าเป็น Isotropic หรือมี Physical properties (เช่น permeability หรือ porosity) เท่ากันในทุกทิศทางในแต่ละชั้นหิน หรือชั้นดิน ถ้าสภาพใต้พื้นผิวมีสภาพเป็น Isotropic media จริง การเดินทางของ Ray path ควรจะเป็นเส้นตรงจนกระทั่ง energy หมดไป แต่สภาพจริงของธรณีวิทยาใต้ผิวดิน จะประกอบไปด้วยชั้นหิน ดินที่มีคุณสมบัติแตกต่างกัน วางตัวซ้อนกันเป็นชั้น ๆ ประกอบกันเป็นโครงสร้างธรณีวิทยาแบบต่าง ๆ กัน

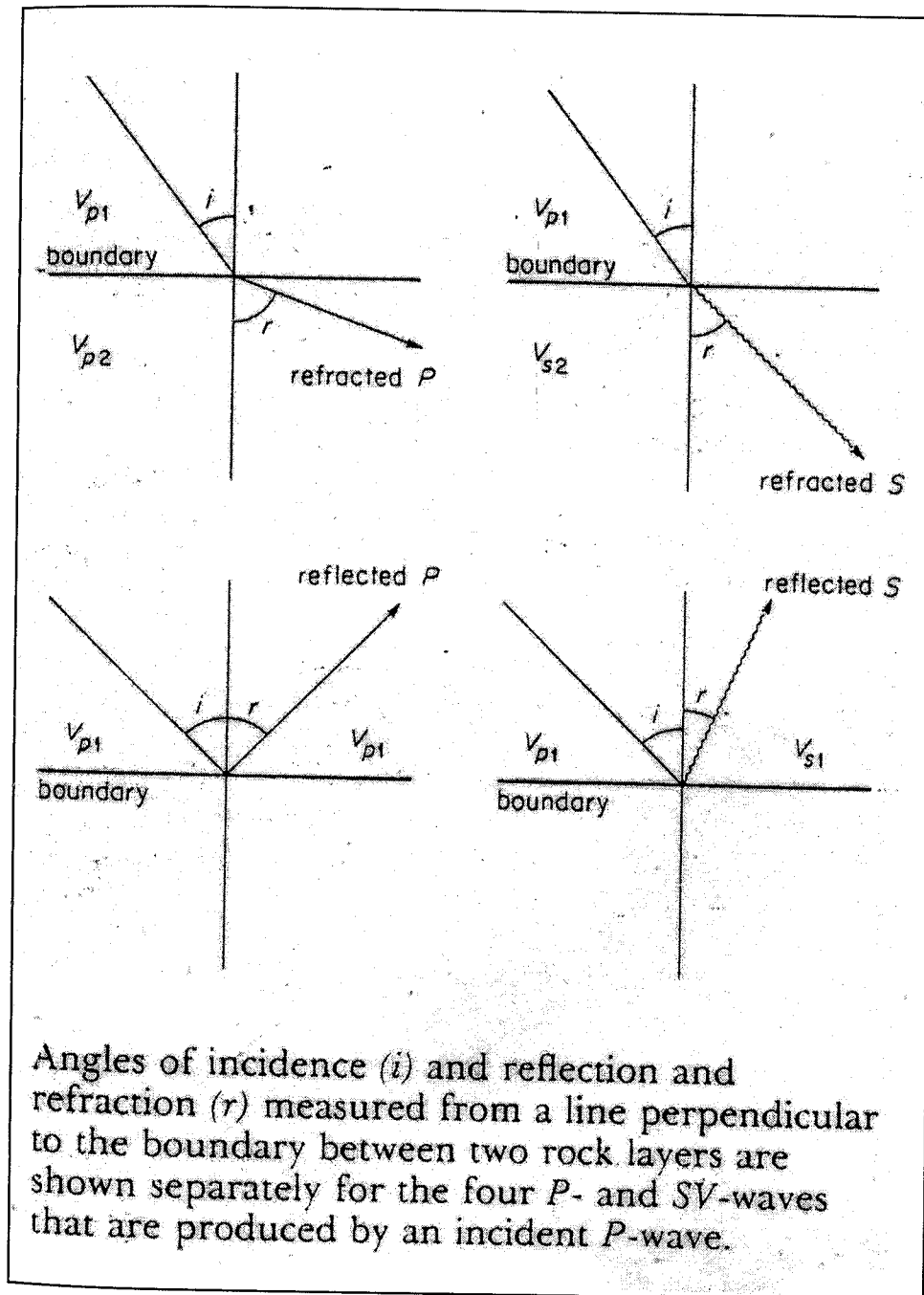
เมื่อทำการกำเนิดคลื่นลงไปในผิวดิน คลื่นจะเดินทางด้วยความเร็วคงที่ค่าหนึ่ง ตาม elastic properties ของชั้นดิน หิน (layer) นั้น ๆ และเมื่อผ่านเข้าไปในอีก layer หนึ่งคลื่นก็จะเดินทางด้วยความเร็วคลื่นอันใหม่ที่เป็นไปตาม elastic properties ของ layer นั้น ๆ

การศึกษาถึงทิศทางของ Ray path และความเร็วที่คลื่นใช้เดินทางจะต้องอยู่บนพื้นฐานดังนี้ คือ

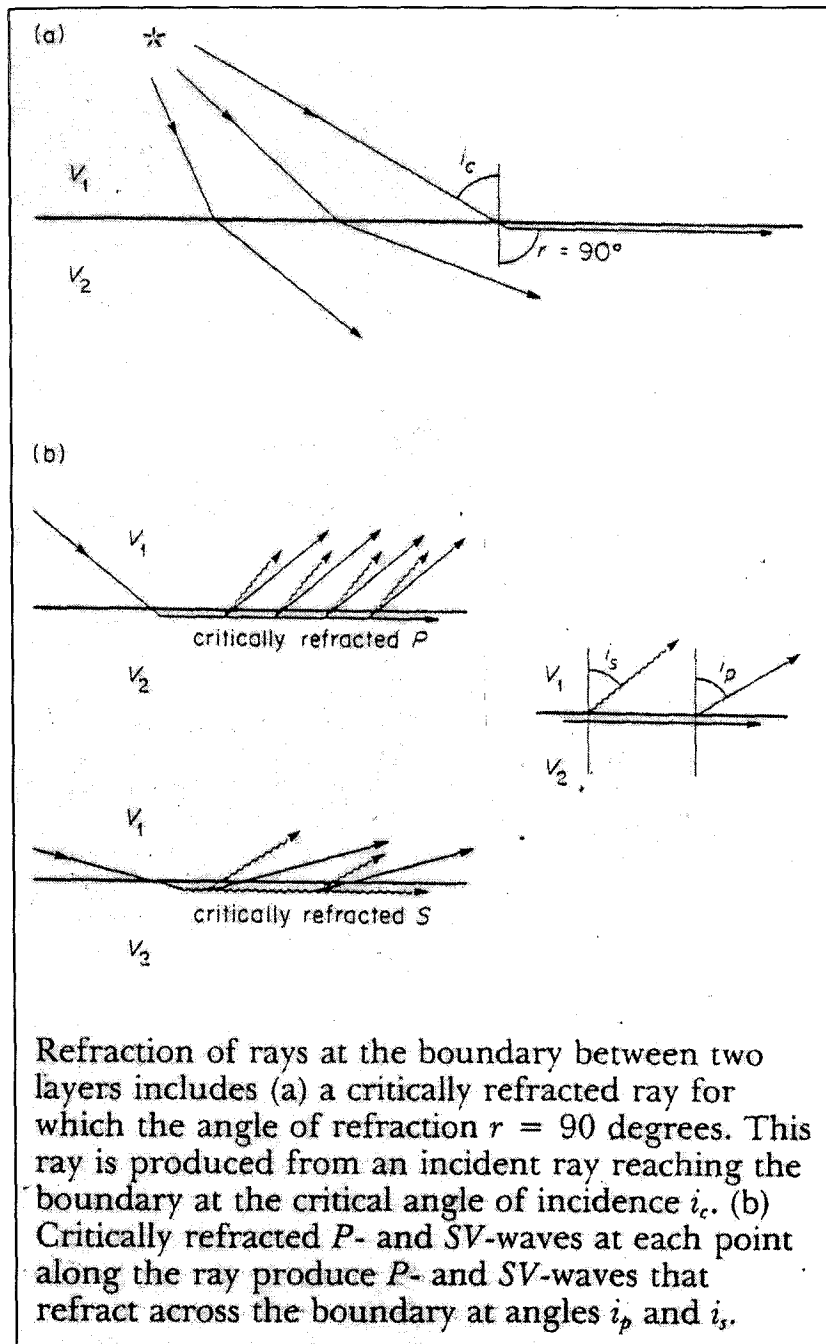
1. ที่ขอบเขต (Boundary) ของตัวกลาง ต้องมีความต่อเนื่อง ไม่มีรู โพรง หรือรอยแยก (Close and continuous)
2. ความเร็วคลื่นในแต่ละ layer เป็นค่าเฉลี่ยจากทั้ง layer
3. ค่าความเร็วเพิ่มขึ้นตามความลึก

3.11 มุมตกกระทบ มุมสะท้อน และมุมหักเห (Angle of Incidence, Reflection and Refraction)

Ray path ของคลื่นเมื่อเดินทางมาถึง (ตกกระทบ) กับรอยต่อ (boundary) ระหว่างตัวกลางสองชนิด จะเกิดมุมของการตกกระทบ มุมของการสะท้อน และมุมของการหักเหขึ้น (รูปที่ 3.12 และ 3.13)



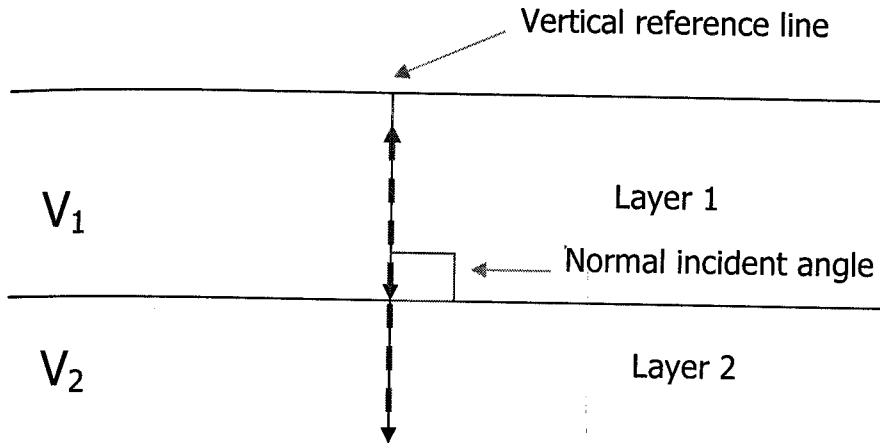
รูปที่ 3.12 การหักเหและสะท้อนของคลื่น primary และ secondary waves



รูปที่ 3.13 การหักเหและสะท้อนของคลื่นด้วยมุมต่าง ๆ กัน

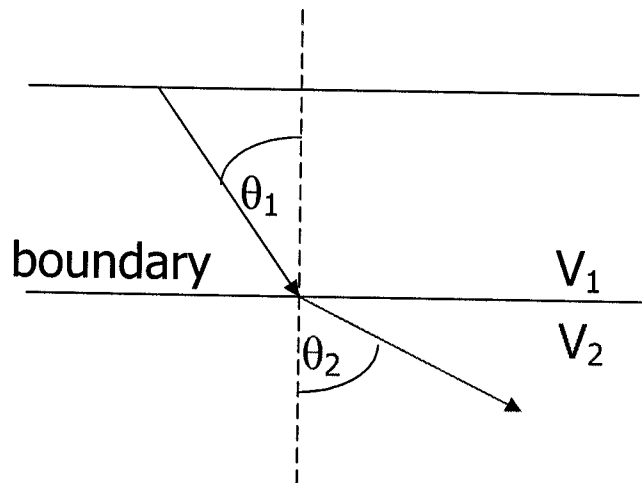
ในกรณีของการหักเห

1. ถ้า Ray path เดินทางผ่าน layer ที่ 1 มาด้วยความเร็ว V_1 และทำมุมตั้งฉากกับ boundary พลังงานคลื่นส่วนหนึ่งจะสะท้อนกลับ อีกส่วนหนึ่งจะเดินทางผ่านเข้าไป layer ที่ 2 ด้วยความเร็ว V_2 มุมตกกระทบที่ตั้งได้จากกับ boundary หรือทำมุม 0° กับเส้น Vertical reference นี้เรียกว่า "Normal incident angle"



รูปที่ 3.14 การหักเหของคลื่นเมื่อเกิด Normal incident angle

2. ถ้า Ray path ของความเร็ว V_1 ทำมุมตกกระทบ θ_1 และพลังงานอีกส่วนหนึ่งหักเหเข้าไปในตัวกลางที่ 2 ด้วยมุม θ_2 มีความเร็ว V_2 ก็จะมีความสัมพันธ์ตามกฎของ **Snell's law**



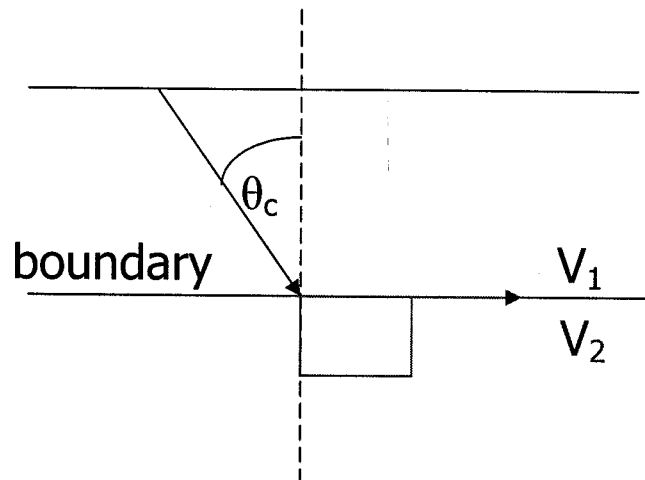
รูปที่ 3.15 การหักเหของคลื่นตาม Snell's law

Snell's law

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{V_1}{V_2} \quad \text{หรือ} \quad \frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2} \quad \text{หรือ} \quad \frac{\sin i}{V_1} = \frac{\sin r}{V_2} \quad 3.11$$

Note: เมื่อมุมตกกระทบของ Ray path มีค่ามากขึ้นเรื่อย ๆ Ray path ของมุมหักเหจะเบนเข้าหา boundary เรื่อย ๆ (มุมหักเหมีค่ามากขึ้นเรื่อย ๆ)

3. ถ้ามุมตกกระทบ (θ) ทำให้ค่ามุมหักเหมีค่าเท่ากับ 90° จะทำให้ Ray path มีทิศทางขนานไปกับ boundary ระหว่างชั้นตัวกลาง และคลื่นส่วนหนึ่งก็จะเดินทางขนานไปในทิศทางนี้เช่นเดียวกัน เรียกมุมตกกระทบที่ทำให้เกิดมุมหักเหขนานไปกับ boundary หรือทำมุม 90° กับ Vertical reference line นี้ว่า "มุมวิกฤต" หรือ "Critical angle, θ_c "



รูปที่ 3.16 การหักเหของคลื่นเมื่อมุมตกกระทบเป็นมุมวิกฤต

3.12 ทิศทางการเดินทางของ Seismic Body Waves

ทิศทางการเดินทาง (Path) ของ seismic body wave หรือ คลื่น P หรือ S-wave จะมีทั้งการสะท้อนกลับ (Reflection) และการหักเห (Refraction) ที่ในตัวกลาง และที่ boundary ของตัวกลาง ซึ่งจำแนกออกได้เป็น 3 กลุ่มใหญ่ คือ

1. คลื่นตรง (Direct wave)
2. คลื่นหักเห (Refracted wave)
3. คลื่นสะท้อน (Reflected wave)

1. คลื่นตรง (Direct wave)

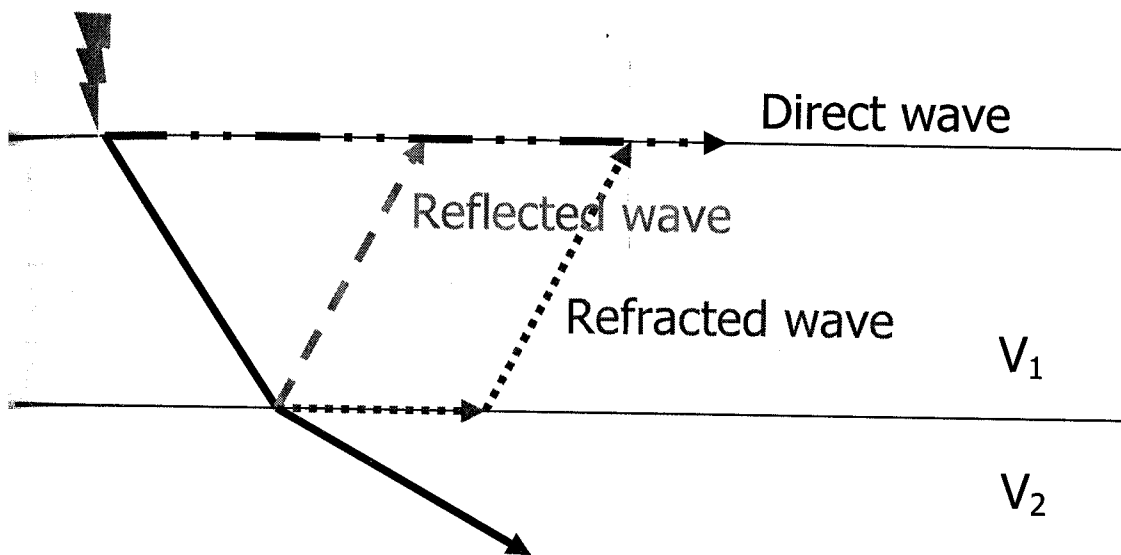
คือ Body wave ที่เดินทางขนานไปใน layer ที่ 1 ขนานกับพื้นผิวของ layer ที่ 1

คลื่นหักเห (Refracted wave)

คือ Body wave ที่เดินทางผ่านไปใน layer ที่ 1 จนกระทั่งถึง boundary และที่ boundary นี้ คลื่นส่วนหนึ่งจะเกิดการหักเหและเดินทางลงไปใน layer 2 (โดยที่มีส่วนหนึ่งเดินทางขนานไปกับชั้น boundary) และเดินทางกลับขึ้นมาที่ผิวดินและเมื่อผ่านชั้น 2 ลงไปใน 3 ก็จะมีการหักเหแบบเดียวกันลงไปเรื่อย ๆ จนหมดพลังงาน

3. คลื่นสะท้อน (Reflected wave)

คือ body wave ที่เดินทางผ่าน layer บนลงไป และเมื่อตกกระทบกับ boundary คลื่นส่วนหนึ่งจะยังคงเดินทางผ่านลงไปยัง layer ด้านล่าง แต่ส่วนหนึ่งจะสะท้อนขึ้นมาโดยมุมตกกระทบ เท่ากับ มุมสะท้อนซึ่งเป็นไปตามกฎของการสะท้อน (Law of Reflection)



เมื่อ $V_2 > V_1$ เสมอ

รูปที่ 3.17 ทิศทางการเดินทางของคลื่นในลักษณะต่าง ๆ

3.13 การลดทอนลงของคลื่นยืดหยุ่น (Attenuation of Elastic Wave)

พลังงานของคลื่นที่ส่งผ่านลงไปในพื้นที่ดิน หรือหิน จะมีขนาดลดลงแปรผกผันกับระยะทางที่เพิ่มขึ้น ปรากฏการณ์นี้เรียกว่า Attenuation ซึ่งมีสาเหตุมาจาก 3 ประการ คือ

- 3.13.1. การลู่ออกเชิงเรขาคณิต (Geometrical divergence)
- 3.13.2. การสะท้อนและการหักเหของคลื่น (Reflection & Refraction of Wave)
- 3.13.3. การดูดซับพลังงาน (Absorption)

3.13.1. การลู่ออกเชิงเรขาคณิต (Geometrical divergence)

คือปรากฏการณ์ที่ความเข้มข้นของพลังงานคลื่นทรงกลม ซึ่งเป็นปฏิภาคผกผันกับระยะทางจากแหล่งกำเนิดคลื่นยกกำลังสอง ทำให้ Amplitude ของคลื่นลดลง

$$I \propto \frac{1}{r^2}$$

3.13.2. การสะท้อนและการหักเหของคลื่น (Reflection & Refraction of Wave)

เกิดขึ้นที่รอยต่อ (boundary) ระหว่างตัวกลางที่มี Elastic properties ต่างกัน ทำให้พลังงานส่วนหนึ่งสะท้อนกลับ และส่วนหนึ่งหักเหไป

3.13.3. การถูกดูดซับพลังงาน (Absorbtion)

เป็นปรากฏการณ์ที่พลังงานคลื่นฯ ลดค่าลง โดยเปลี่ยนรูปไปเป็นพลังงานความร้อนที่เกิดขึ้นเนื่องมาจากความเสียดทานภายใน

3.14 ปัจจัยที่มีผลต่อความเร็วของคลื่นไหวสะเทือน (Factors effecting on seismic velocity)

ประกอบไปด้วยปัจจัยหลัก 4 ประการด้วยกันคือ

3.14.1 คุณสมบัติทางการยืดหยุ่นของตัวกลาง (Elastic Properties of Media)

3.14.2 ความหนาแน่นของตัวกลาง (Density of Media)

3.14.3 ความพรุนและรอยแตกในตัวกลาง (Porosity and Aperture)

3.14.4 ความดัน (Pressure)

3.14.1 คุณสมบัติทางการยืดหยุ่นของตัวกลาง (Elastic Properties of Media)

เช่นใน V_p

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1-2\sigma)(1+\sigma)}} = \sqrt{\frac{3k(1-\sigma)}{\sigma(1+\sigma)}} \quad 3.12$$

เมื่อ

E = Young's Modulus

ρ = density

σ = Poisson's Ratio

k = Bulk Modulus

1.4.2 ความหนาแน่นของตัวกลาง (Density of Media)

Ewan & Gardner (1994) ทดลองพบว่าค่าความเร็วของคลื่นที่เดินทางในชั้นหิน
มีปฏิภาคตรงกับค่าความหนาแน่น และชนิดของหิน

$$\text{หรือ} \quad V \propto \rho_{rock} \quad 3.12$$

$$\text{และ} \quad \rho = aV^4 \quad 3.13$$

หมายเหตุ ρ = density
 a = Empirical value for any rocks
 V = P-wave velocity

1.4.3 ความพรุนและรอยแตกในตัวกลาง (Porosity and Aperture)

ความพรุน หรือ รอยแตก หรือ รอยแยก ช่องว่างในหิน ทำให้ความเร็วของคลื่น
ลดลง อธิบายได้โดยใช้ความสัมพันธ์ของ Wyllie *et al.* (1958) ดังนี้

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{(1-\phi)}{V_M} \quad 3.14$$

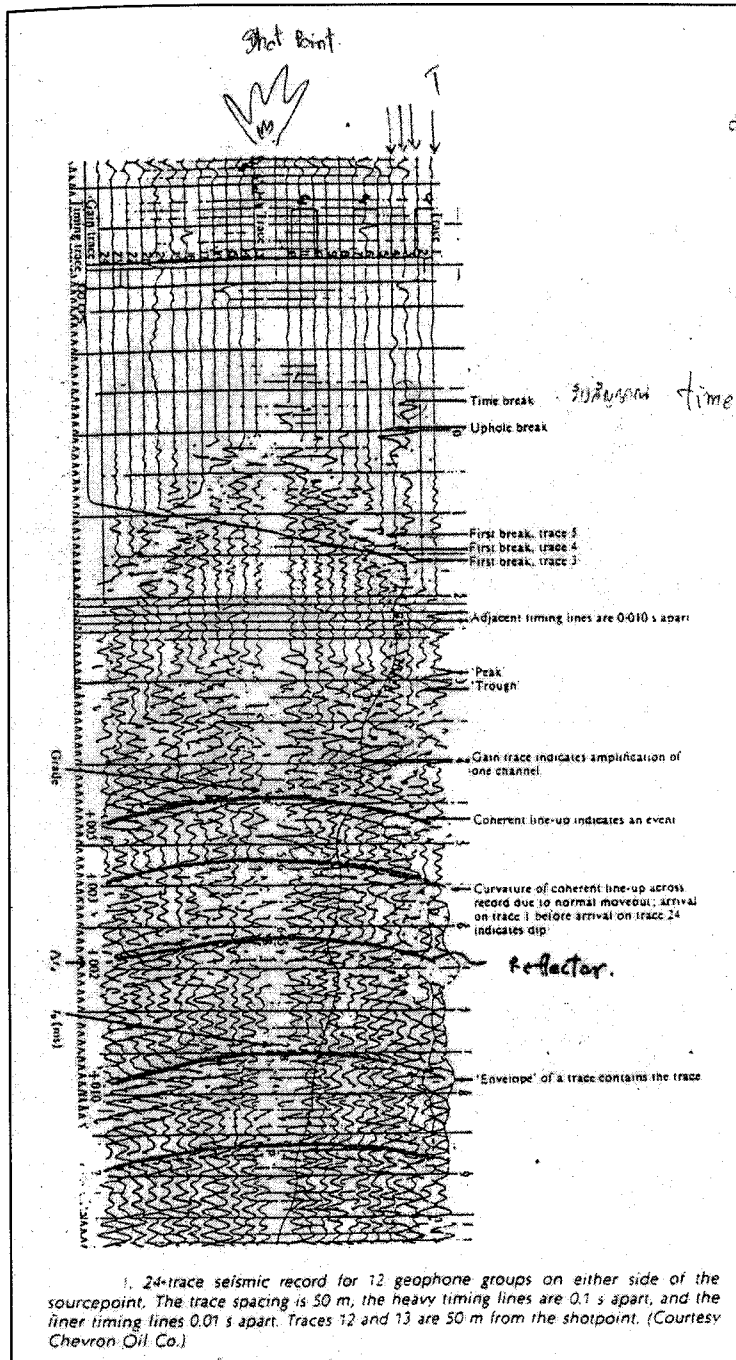
หมายเหตุ V = P-wave velocity of rock
 ϕ = Porosity
 V_f = Velocity of fluid in rock
 V_M = Velocity of matrix

1.4.4 ความดัน (Pressure)

ชั้นหินที่อยู่ภายใต้ความกดดันมาก ๆ ที่ระดับความลึกมากขึ้น ๆ จะทำให้รูพรุนมี
ขนาดเล็กลง ทำให้ชั้นหิน (Media) มี density มากขึ้น เป็นผลให้คลื่นมีความเร็วเพิ่มมาก
ขึ้นตามความลึกไปด้วย

1.15 การบันทึกค่าคลื่นไหวสะเทือน (Seismic waves recording)

จะกระทำโดยการวัดการสั่นสะเทือนของผิวดิน โดยใช้ Geophone (ตัวรับสัญญาณ
ที่ใช้น้ำมัน) หรือ Hydrophone (ตัวรับสัญญาณในการสำรวจในทะเล) การสั่นสะเทือนอัน
เนื่องมาจากคลื่นที่เดินทางมาถึง Geophone หรือ Hydrophone จะส่งสัญญาณเป็น
สัญญาณไฟฟ้าไปที่ Amplifier เพื่อขยายสัญญาณ จากนั้นเครื่องวัดจะวัดกระแสไฟฟ้านี้
โดยใช้ Galvanometer หลังจากนั้นเครื่องมีอวัตจะส่งสัญญาณเข้า CPU ของ Computer
บันทึกไว้เป็น Digital format และจะถูกพิมพ์ออกมาเป็นแถบสัญญาณแสดงความสัมพันธ์
ระหว่างระยะทาง และเวลา (รูปที่ 3.18 และ 3.19)



รูปที่ 3.19 แถบสัญญาณคลื่นไหวสะเทือนที่ทำการวัดได้ที่เวลาต่าง ๆ กัน

Chapter 4 การสำรวจทางคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห (Refraction Methods)

- 4.1 หลักการในการสำรวจ (Survey methods)
- 4.2 การสำรวจผ่านชั้นหินชั้นเดียว (Single –layer Refraction Problem)
- 4.3 การจัดเตรียม Travel Time Curve
- 4.4 การวัดความเร็วของคลื่นไหวสะเทือน (Measuring Seismic Wave Velocity)
- 4.5 การคำนวณหาความหนาของชั้นหิน (Calculating Layer Thickness)
- 4.6 ความสัมพันธ์ระหว่าง Intercept time และ Crossing distance
- 4.7 การประยุกต์ใช้งาน (Application)
- 4.8 คลื่นหักเหในชั้นหินหลาย ๆ ชั้น
(Refracted Wave in Multilayered Structure)
- 4.9 หน้าคลื่นและรังสี (Wavefront & Ray)
- 4.10 Travel time และความหนาของชั้นหิน (Travel time & Layer thickness)
- 4.11 Travel Time Curve ที่แสดงชั้นหินที่วางตัวอยู่ในแนวราบและมี Refractor 2 ตัว
- 4.12 การคำนวณความหนาของชั้นหิน (Layer) ต่าง ๆ
- 4.13 การหักเหของคลื่นบนชั้นหินที่มีการเอียงตัว
- 4.14 การหาเวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่นหักเหและความหนาของชั้นหินโดยวิธี Reversed Refraction Survey
- 4.15 การคำนวณความเร็วของคลื่น, ความหนา และความเอียงของชั้นหิน
- 4.16 การประยุกต์ใช้ Reversed Refraction Survey
- 4.17 การสำรวจโดยใช้คลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหที่แนวรอยต่อระหว่างชั้นหินไม่ต่อเนื่องกัน
- 4.18 ข้อจำกัดบางประการของการสำรวจโดยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห
- 4.19 การแปลความหมายการสำรวจโดยคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหและการปรับแก้ค่าข้อมูล
- 4.20 การประยุกต์ใช้การสำรวจโดยคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห

หลักการในการสำรวจ (Survey methods)

การศึกษา Refracted seismic waves ทำได้โดยทำการวัดเวลา (time) ที่ reflected waves ใช้เดินทางมาจากแหล่งกำเนิด (source) มายังตัวรับสัญญาณ (geophone) ที่ระยะทางต่าง ๆ กัน

เวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่น (Travel time) จะถูก plot กับระยะทางที่ตั้ง geophone บนกราฟ เรียกว่า "Travel Time Curve หรือ Time-Distance Curve" หรือสั้น ๆ ได้ว่า T-X Curve

การเรียงตัวเป็นเส้นตรงของจุดต่าง ๆ บน T-X curve จะแสดงถึงความเร็วของ seismic wave ที่เดินทางผ่านชั้นหินต่างชนิดกัน ซึ่งค่าความเร็วเหล่านี้จะนำมาใช้ในการหาความหนา (thickness) ของชั้นหิน (layers) เหล่านั้นได้ โดยอาศัย Snell's law, the Principle of Huygens, ทฤษฎีตรีโกณมิติ และทฤษฎีเรขาคณิต

2 การสำรวจผ่านชั้นหินชั้นเดียว (Single-layer Refraction Problem)

สมมติฐานในการศึกษา (Assumptions)

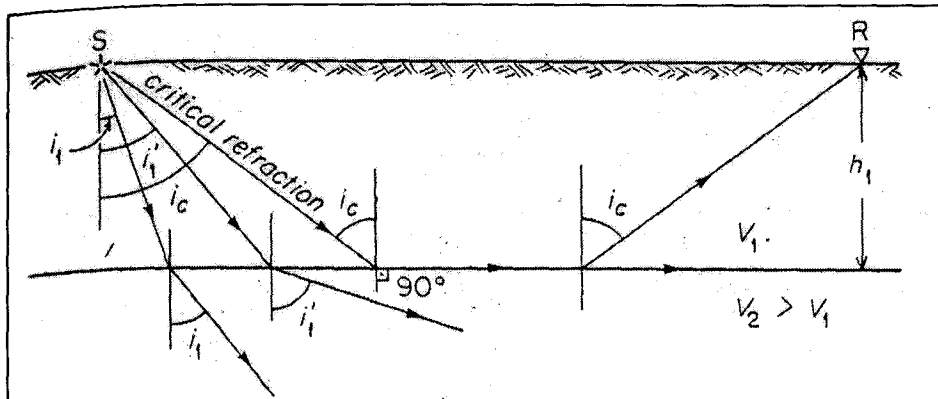
1. ชั้นหินมีโครงสร้างง่าย ๆ โดยวางตัวในแนวระดับ
2. ชั้นหินมีความหนาเท่ากับ h_1
3. ความเร็วคลื่นในชั้นหินที่วางตัวอยู่ด้านล่าง (V_2) มีความเร็วมากกว่าด้านบน (V_1) หรือ $V_2 > V_1$
4. คลื่น P-wave เดินทางผ่านชั้นบนลงมาด้วยมุมต่าง ๆ กัน เช่น i_1, i_c, i_2 (critical angle) ไปกระทบกับขอบเขตหรือรอยต่อระหว่าง (boundary) ซึ่งทำตัวคล้ายกับตัวหักเหแสง (Refractor) ด้วยกฎ Snell's Law (รูปที่ 4.1)
5. ระยะทางหักเหที่สั้นที่สุด (Minimum distance) ที่วัดได้ที่ geophone (ตำแหน่ง R') เรียกว่า "Critical distance หรือ X_{crit} " (รูปที่ 4.2)
6. จากสามเหลี่ยม SAO บอกเราได้ว่า Critical distance มีความสัมพันธ์กันกับ Critical angle และ ความหนาของชั้นหิน ดังสมการ

$$\tan i_c = \frac{X_{crit} / 2}{h_1} \quad 4.1$$

$$\text{หรือ} \quad \frac{\sin i_c}{\sin 90^\circ} = \frac{V_1}{V_2}$$

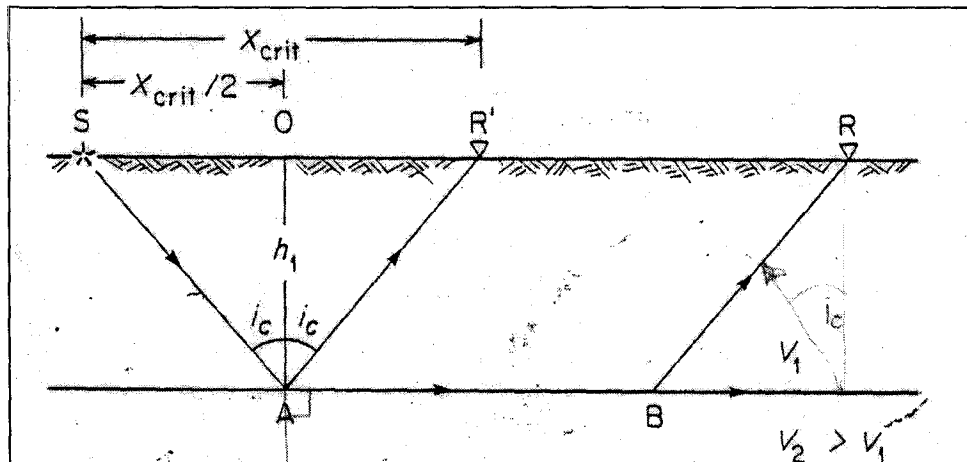
$$\text{เพราะฉะนั้น} \quad \sin i_c = \frac{V_1}{V_2} \quad 4.2$$

$$\text{ดังนั้น} \quad X_{crit} = 2h_1 \tan i_c \quad 4.3$$



Refraction of seismic waves in a structure consisting of an upper layer in which wave velocity is V_1 separated by a plane horizontal boundary from underlying material in which wave velocity is V_2 . The first layer has thickness h_1 , and the velocity V_2 is greater than the velocity V_1 . Three rays departing from the energy source (S) illustrate refraction at the boundary. The ray corresponding to a refraction angle of 90 degrees is called the critically refracted wave and can be observed at a receiver (R) on the surface.

รูปที่ 4.1 การหักเหของคลื่นหักเหในตัวกลางด้วยมุมตกกระทบต่าง ๆ กัน



Minimum observation distance for waves refracted from a horizontal plane boundary. Because velocity V_2 is greater than V_1 , the critical ray from the source (S) is refracted along the interface and back to the surface to be recorded at receivers R' and R. The wave refracted from the point A to the surface receiver R' is the first observable refracted wave, and the minimum distance for detecting the refracted wave is called the critical distance. Any point on the refractor beyond the point A refracts rays to the surface. The critical distance (X_{crit}) is controlled by the thickness of the layer and the velocity contrast between V_1 and V_2 .

รูปที่ 4.2 การหักเหของคลื่นหักเหที่ทำให้เกิดระยะทางน้อยที่สุด

ความสัมพันธ์กันทางตรีโกณมิติ และจากกฎ Snell's Law

$$\cos i_c = (1 - \sin^2 i_c)^{1/2} = \left[1 - \left(\frac{V_1}{V_2} \right)^2 \right]^{1/2} = \left(\frac{V_2^2 - V_1^2}{V_2^2} \right)^{1/2} \quad 4.4$$

และดังนั้น

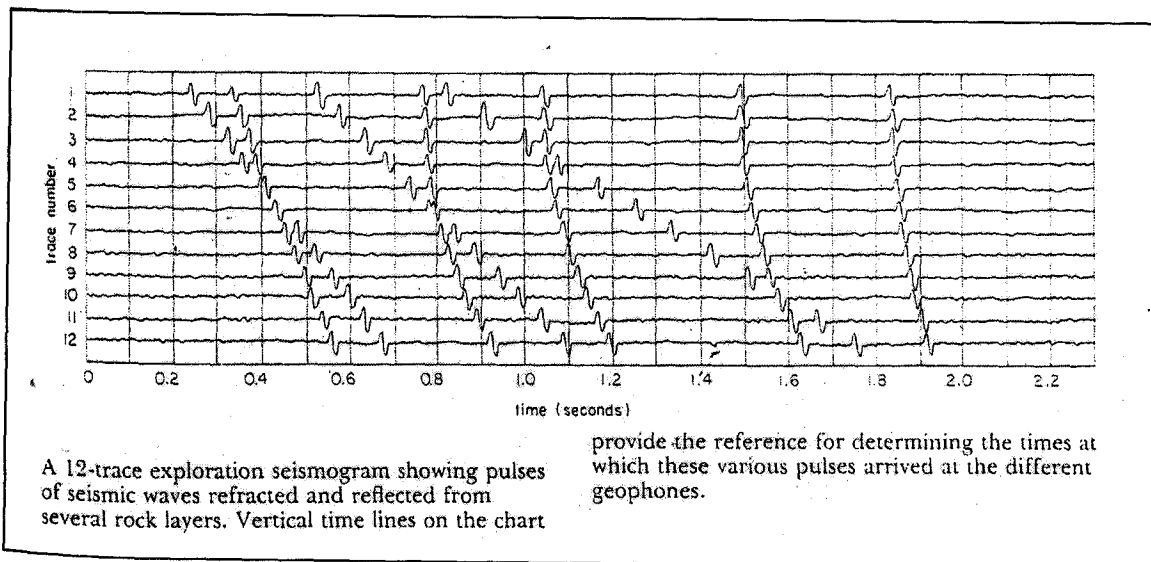
$$\tan i_c = \frac{\sin i_c}{\cos i_c} = \frac{V_1}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \quad 4.5$$

สรุปใหม่ได้ว่า

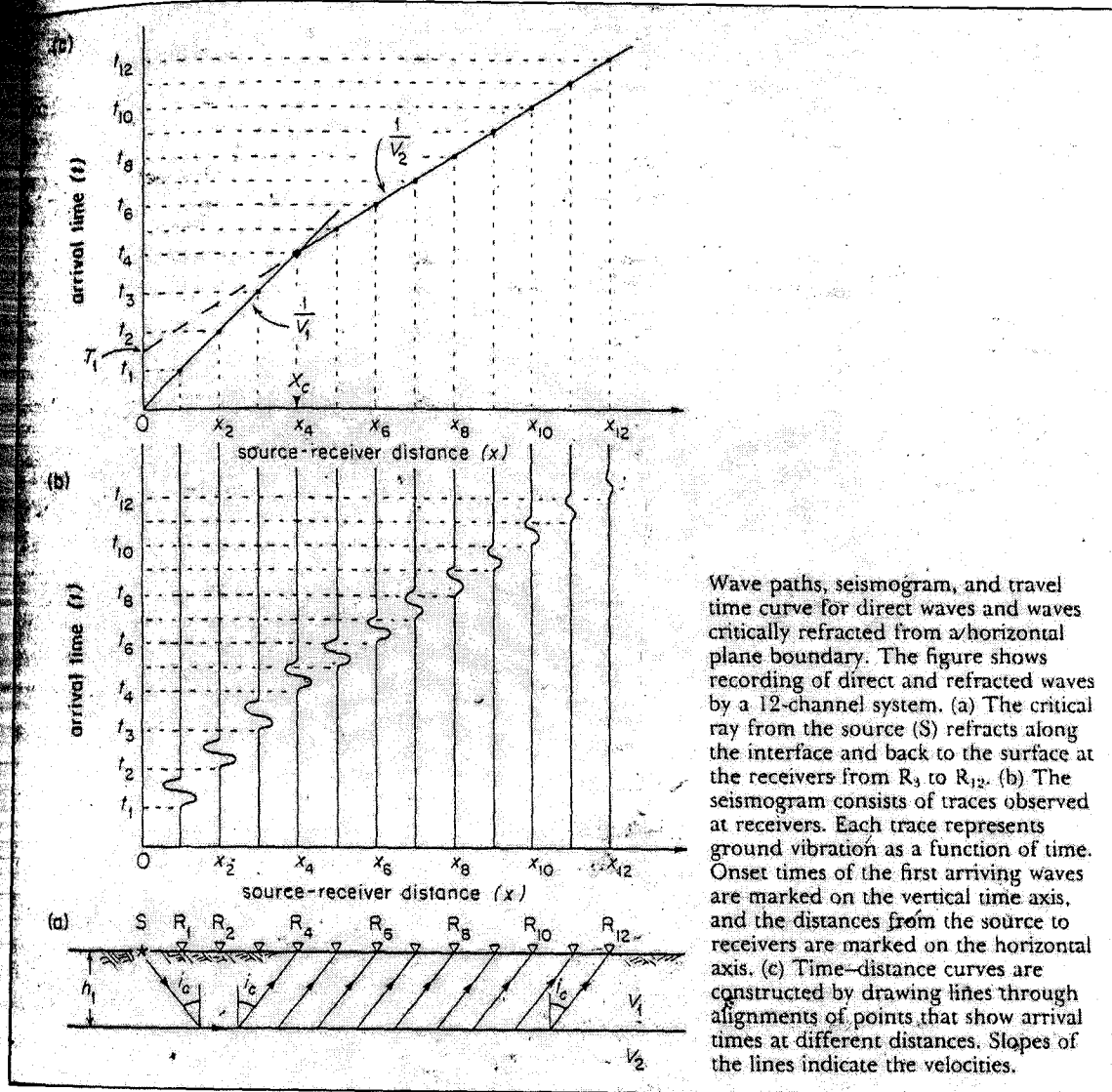
$$X_{crit} = \frac{2h_1}{\left[\left(\frac{V_2}{V_1} \right)^2 - 1 \right]^{1/2}} \quad 4.6$$

4.3 การจัดเตรียม Travel Time Curve

1. เริ่มจากเตรียม Geophone หลายตัวเป็นเส้นตรง (line) และกำเนิดคลื่นขึ้น แล้วบันทึกค่า Seismogram
2. จากนั้นจัดทำ Travel Time Curve จาก Seismogram ที่ได้ (รูปที่ 4.3 และ 4.4)
3. สัญญาณที่เราจะนำมาสร้าง Travel Time Curve คือสัญญาณแรกที่มาถึง Geophone ที่เราวัดได้ และแสดงผลอยู่ใน Seismogram เรียกว่า First arrival time



รูปที่ 4.3 Seimogram แสดงเวลาที่คลื่นแต่ละชนิดเดินทางมาถึงตัวรับสัญญาณในแต่ละตำแหน่ง



Wave paths, seismogram, and travel time curve for direct waves and waves critically refracted from a horizontal plane boundary. The figure shows recording of direct and refracted waves by a 12-channel system. (a) The critical ray from the source (S) refracts along the interface and back to the surface at the receivers from R₃ to R₁₂. (b) The seismogram consists of traces observed at receivers. Each trace represents ground vibration as a function of time. Onset times of the first arriving waves are marked on the vertical time axis, and the distances from the source to receivers are marked on the horizontal axis. (c) Time-distance curves are constructed by drawing lines through alignments of points that show arrival times at different distances. Slopes of the lines indicate the velocities.

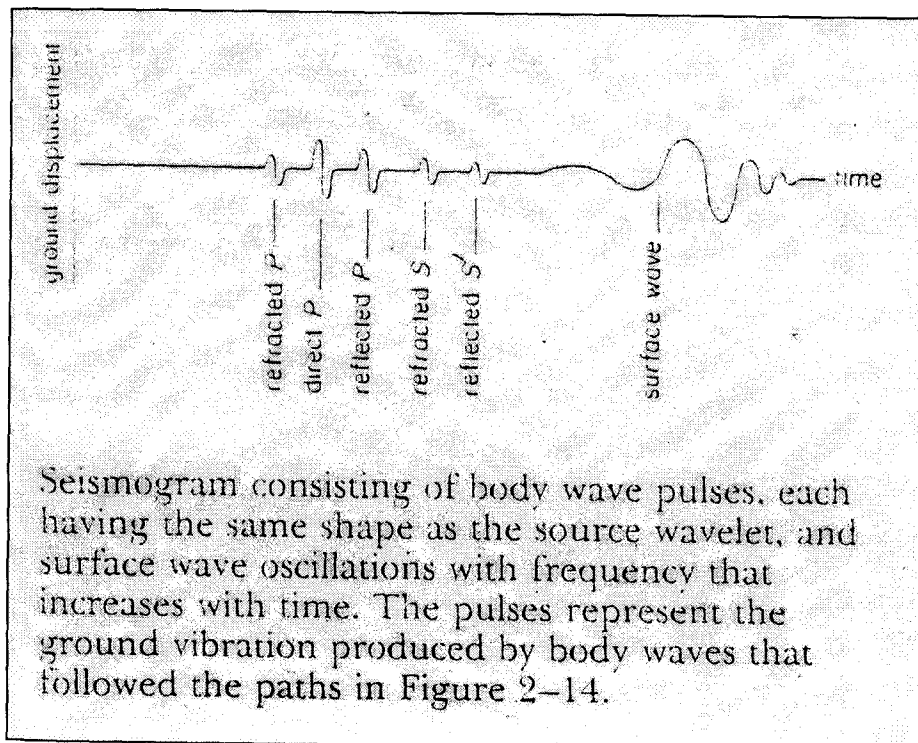
รูปที่ 4.4 การหักเหของคลื่นและกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างเวลากับระยะทางในการเดินทางของคลื่นหักเห

4.4 การวัดความเร็วของคลื่นไหวสะเทือน (Measuring Seismic Wave Velocity)

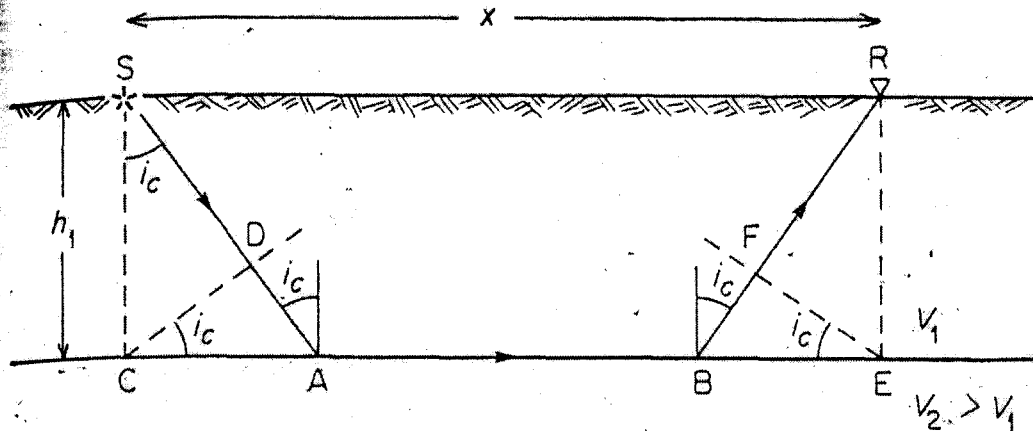
การจัดเรียงตัวกันของ arrival time ที่เดินทางมาถึง Geophone แต่ละตัว จะสะท้อนถึงอัตราความเร็ว และระยะทางที่มันเดินทางมา กลุ่มหรือชุดของ arrival time ที่เดินทางผ่านชั้นหิน (layer) เดียวกันจะมีความสัมพันธ์กันในลักษณะเรียงตัวกันเป็นเส้นตรงที่มีความชัน (Slope) เดียวกัน เช่นจากรูปที่ 4.4 กลุ่มของ arrival time ของตัวรับ (receiver, R) ที่ R₁, R₂ และ R₃ จะมี Slope เดียวกัน คือ

$$Slope = \frac{t_3 - t_1}{X_3 - X_1} = \frac{\Delta t}{\Delta X} = \frac{1}{V_1} \quad 4.7$$

จากความสัมพันธ์ดังกล่าวนี้ ทำให้เราสามารถหาความเร็วของชั้นดินชั้นหิน ด้านบน (Top layer) ได้ เป็น V₁ ซึ่งเป็นความเร็วของ Direct wave นั้นเอง (รูปที่ 4.3) ใช้ความสัมพันธ์เดียวกันนี้กับกลุ่ม หรือ ชุด ของ arrival time อื่น ๆ ได้ เช่นเดียวกัน และก็จะได้ความเร็วของคลื่นที่เดินทางในชั้นหินด้านล่าง หรือ V₂ ได้เช่นเดียวกัน ซึ่งเป็นความเร็วของคลื่น Refracted wave นั้นเอง แต่เนื่องจากว่า V₂ > V₁ ทำให้เราทราบว่า Refracted wave นั้นมีค่า ความเร็วมากกว่า Direct wave ด้วย ถึงแม้จะเดินทางมาด้วยระยะทางที่ไกลกว่าก็ตาม สำหรับความเร็ว V₂ จะเริ่มที่ Refractor โดยที่ Refracted waves บางส่วนจะเดินทางไปตาม Refractor ในทิศทางเดียวกัน แต่แตกต่างกันที่ระยะทางที่คลื่นเดินทางไปตาม Refractor เท่านั้น



รูปที่ 4.5 เปรียบเทียบเวลาที่คลื่นแต่ละชนิดใช้ในการเดินทางในตัวกลาง



Geometrical features of the travel path and the wave front of a seismic wave critically refracted along a horizontal plane boundary. The critically refracted wave between the source (S) and receiver (R) can be studied by the geometry of wave fronts. If SA and BR are the paths of the critically refracted ray in the first layer, then CD and EF are the critically refracted wave fronts at the times when the critical wave reaches the interface and departs from the interface, respectively. The travel time for the ray path defined by SABR is equivalent to the travel time for the wave front moving between S and D, C and E, and F and R.

รูปที่ 4.6 การเดินทางของคลื่นหักเหเมื่อตกกระทบ Refractor

ดังนั้นจากรูปที่ 4.1 ที่ตัวรับ R₅ ถึง R₁₂ จะมีความสัมพันธ์กันตามสมการ

$$Slope = \frac{t_{12} - t_5}{X_{12} - X_5} = \frac{1}{V_2} \quad 4.8$$

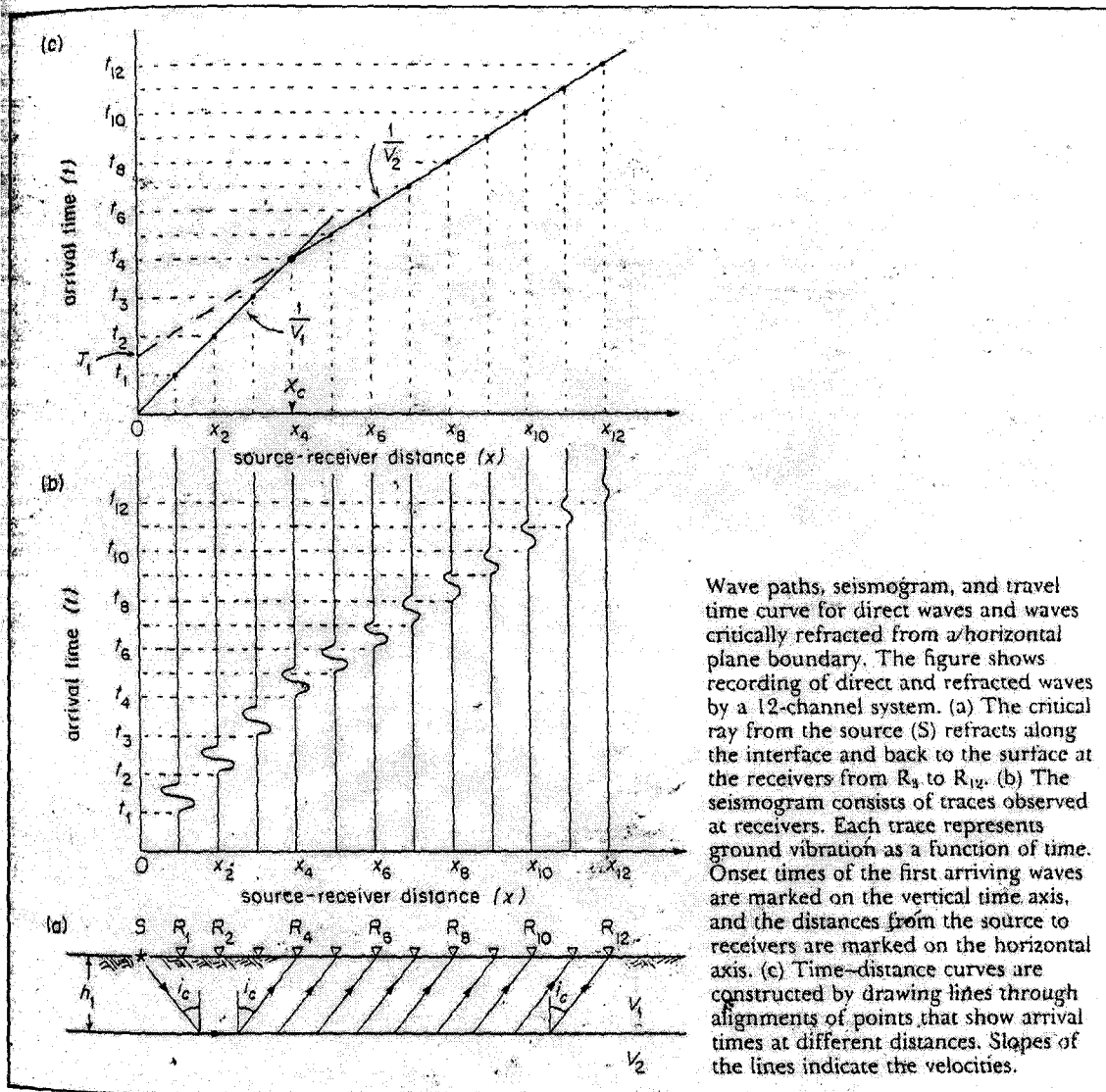
ระยะทางที่เส้นตรงสองเส้นมาตัดกันบน Travel Time Curve เรียกว่า Crossing distance หรือ X_c ซึ่งที่ระยะทางนี้หรือ Geophone ที่จุดนี้จะได้รับทั้งคลื่น Direct wave และ Refracted wave ในเวลาเดียวกันพอดี และโดยปรกติแล้ว X_{crit} < X_c

4.5 การคำนวณหาความหนาของชั้นหิน (Calculating Layer Thickness)

วิธีการคำนวณหาความหนาของชั้นหินอยู่ 2 แบบที่นิยมใช้กัน คือ

1. Crossing distance หรือ X_c
2. Intercept Time หรือ T_1

ซึ่ง Intercept Time คือ เวลาที่ได้จากการลากเส้นตรงต่อออกมาจากเส้นตรงที่แสดงส่วนกลับของแต่ละความเร็ว ไปตัดกับแกนของเวลา (y-axis) ใน Travel Time Curve (รูปที่ 4.7)



รูปที่ 4.7 การหักเหของคลื่นและกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างเวลากับระยะทางในการเดินทางของคลื่นหักเห

4.1 การคำนวณหาความหนาของชั้นหินจาก Crossing distance, Xc

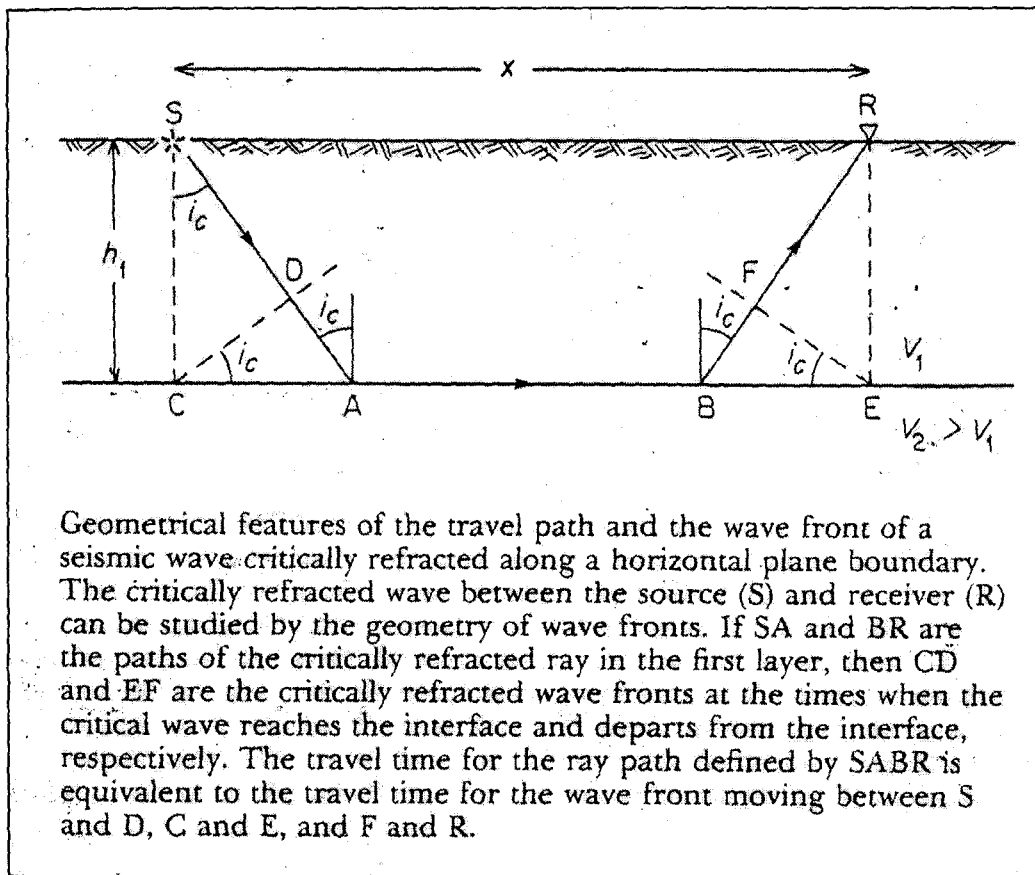
สมมติว่ามีแหล่งกำเนิดคลื่น (Source, S) และมีตัวรับ (Receiver, R) แยกห่างกัน
 ระยะทาง X และระยะเวลาที่ใช้เดินทางจาก S ไป R มีค่าเท่ากับ t_D และ t_R สำหรับ
 Direct wave และ Refracted wave ตามลำดับดังรูปที่ 4.8

สำหรับ Direct wave

$$t_D = \frac{X}{V_1} \quad 4.9$$

สำหรับ Refracted wave

$$t_R = \frac{SA}{V_1} + \frac{AB}{V_2} + \frac{BR}{V_1} \quad 4.10$$



รูปที่ 4.8 การเดินทางของคลื่นหักเหเมื่อตกกระทบ Refractor ด้วยมุมวิกฤต

พิจารณาสามเหลี่ยม SCA และ BER พบว่า

$$SA = BR = \frac{h_1}{\cos i_c} \quad \text{a}$$

$$CA = BE = h_1 (\tan i_c) \quad \text{b}$$

จะได้ว่า $AB = X - CA - BE \quad \text{c}$

แทนค่าสมการ a, b และ c ลงใน eq. 4.10 จะได้ว่า

$$t_R = \frac{2h_1}{V_1 \cos i_c} + \frac{X - 2h_1 \tan i_c}{V_2} \quad 4.11$$

ได้จากความสัมพันธ์

$$\tan i_c = \frac{\sin i_c}{\cos i_c}$$

รูปสมการ 4.11 ใหม่ได้ว่า

$$t_R = \frac{X}{V_2} + \frac{2h_1}{V_1 \cos i_c} \left(1 - \frac{V_1}{V_2} \sin i_c \right) \quad 4.12$$

และจัดใหม่ได้เป็น $1 - \frac{V_1}{V_2} \sin i_c = 1 - \sin^2 i_c = \cos^2 i_c$

ดังนั้น

$$t_R = \frac{X}{V_2} + \frac{2h_1}{V_1} (\cos i_c) \quad 4.13$$

และที่จุด Crossing distancee ซึ่ง $t_D = t_R$ และถ้า $X = X_c$
 เราสามารถให้ สมการ 4.9 = 4.13 ได้ ดังนั้น

จาก $t_D = t_R$

$$\frac{X_c}{V_1} = \frac{X_c}{V_2} + \frac{2h_1}{V_1} (\cos i_c) \quad 4.14$$

หากสมการของ $\cos i_c$ ใน 4.4, ดังนั้น สมการ 4.14 สามารถเขียนใหม่ได้เป็น

$$X_c \left(\frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2} \right) = X_c \left(\frac{V_2 - V_1}{V_1 V_2} \right) = \frac{2h_1}{V_1} \left(\frac{V_2^2 - V_1^2}{V_2^2} \right)^{1/2} \quad 4.15$$

จัดรูปสมการใหม่เพื่อหาค่า h_1 ได้ว่า

$$h_1 = \frac{X_c}{2} \left(\frac{V_2 - V_1}{V_1 V_2} \right) \left[\frac{V_1 V_2}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \right] \quad 4.16$$

และ

$$h_1 = \frac{X_c}{2} \left(\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1} \right)^{1/2} \quad 4.17$$

4.5.2 คำนวณหาความหนาของชั้นหินจาก Intercept Time, T_1

Intercept time , T_1 คือจุดที่เส้นตรงที่ลากออกมาต่อจากเส้นตรงที่เกิดจาก Refracted wave ใน Travel Time Curve ไปตัดกับ Vertical axis หรือแกนของเวลา ดังรูปที่ 4.9 เส้นตรง CD คือเส้นรังสีของคลื่นที่กำเนิด ณ Refractor และมีมุมตั้งฉากกับแนวเส้นรังสีของคลื่นที่ทำมุมวิกฤติ (SA) ที่จุด D และทำมุมหักเหกับ Refractor เท่ากับมุมวิกฤติพอดีเช่นเดียวกัน ดังรูปที่ 4.10

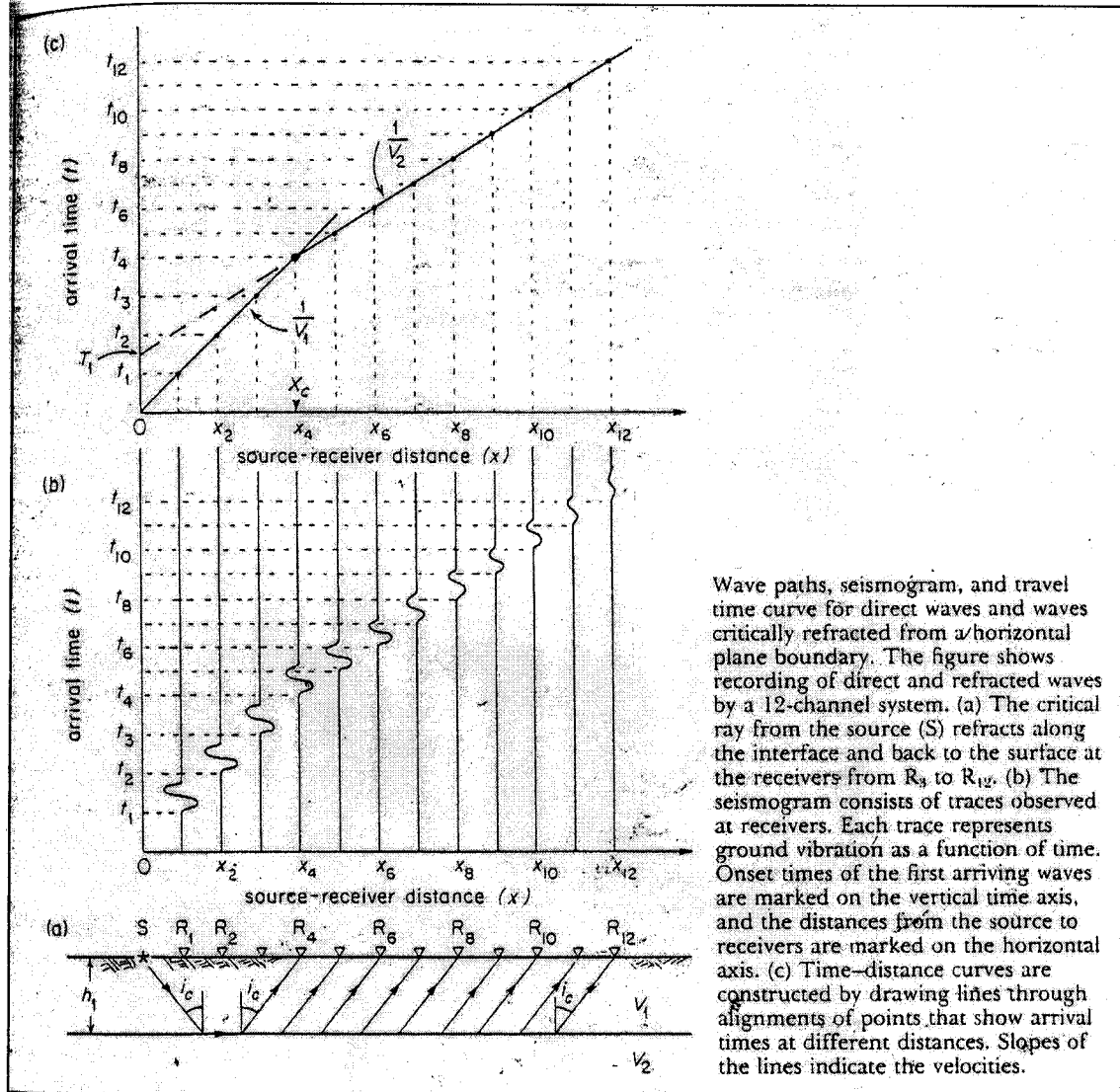
ที่จุด B คลื่นส่วนหนึ่งจะเดินทางไปยังจุด E ด้วยความเร็ว V_2 และส่วนหนึ่งจะเดินทางต่อไปยัง Receiver, R ด้วยความเร็ว V_1 ที่จุด E ก็มีคลื่นรังสีหนึ่งทำมุมตั้งฉากกับแนว BR พอดีที่จุด F

จากภาพ เราจะได้ความสัมพันธ์ระหว่างระยะทางและความเร็วของคลื่นว่า

$$\frac{DA}{V_1} = \frac{CA}{V_2} = \frac{BF}{V_1} = \frac{BE}{V_2} \quad 4.18$$

Travel time ที่ Geophone หรือ Receiver ที่ตำแหน่ง R ในรูป หาได้จาก

$$t_R = \frac{SD}{V_1} + \frac{DA}{V_1} + \frac{AB}{V_2} + \frac{BF}{V_1} + \frac{FR}{V_1} \quad 4.19$$



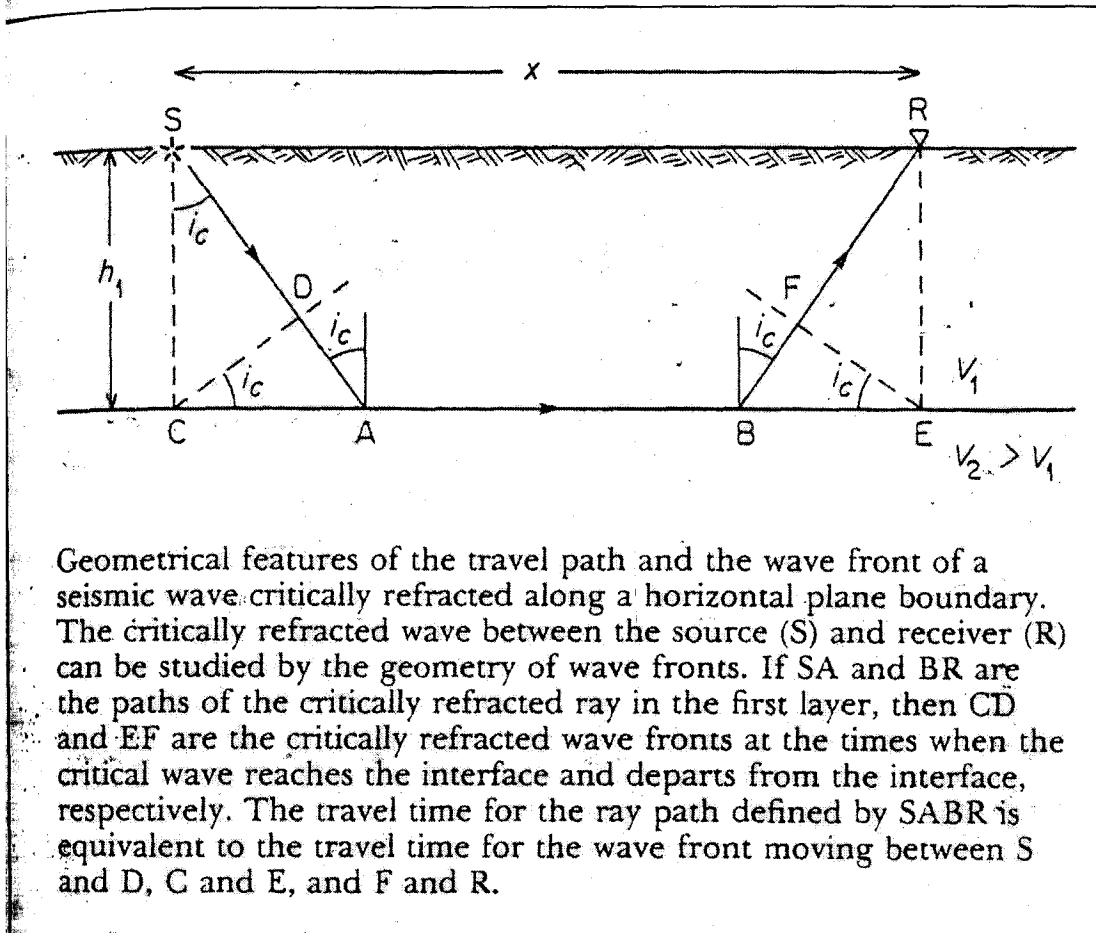
Wave paths, seismogram, and travel time curve for direct waves and waves critically refracted from a horizontal plane boundary. The figure shows recording of direct and refracted waves by a 12-channel system. (a) The critical ray from the source (S) refracts along the interface and back to the surface at the receivers from R₄ to R₁₂. (b) The seismogram consists of traces observed at receivers. Each trace represents ground vibration as a function of time. Onset times of the first arriving waves are marked on the vertical time axis, and the distances from the source to receivers are marked on the horizontal axis. (c) Time-distance curves are constructed by drawing lines through alignments of points that show arrival times at different distances. Slopes of the lines indicate the velocities.

รูปที่ 4.9 การหักเหของคลื่นและกราฟแสดงความสัมพันธ์ระหว่างเวลากับระยะทางในการเดินทางของคลื่นหักเห

หรือจากความสัมพันธ์ในสมการ 4.18 ทำให้ได้ t_R จาก

$$t_R = \frac{SD + FR}{V_1} + \frac{CE}{V_2}$$

4.20



รูปที่ 4.10 การเดินทางของคลื่นหักเหในตัวกลางที่เป็น Single layer

แต่จากสามเหลี่ยม SDC และ RFE พบว่า

$$SD = FR = h_1 \cos i_c \quad 4.21$$

และเราทราบว่า CE = X ดังนั้น Travel time จะเป็น

$$t_R = \frac{X}{V_2} + \frac{2h_1}{V_1} \cos i_c \quad 4.22$$

สมการ 4.22 นี้จะเหมือนกับความสัมพันธ์ในสมการ 4.13 นั้นเอง
ให้เราให้ V_1 , V_2 , h_1 และ Critical angle หรือ i_c เป็นค่าคงที่ (k) ดังนั้น

$$\frac{2h_1}{V_1} \cos i_c = k \quad 4.23$$

หรือ
$$t_R = \left(\frac{1}{V_2} \right) X + k \quad 4.24$$

ซึ่งเป็นสมการเส้นตรง คล้ายกับ $y = ax + b$ นั้นเอง
นั่นคือ

ค่า k = intercept บนแกน y
= intercept time
= T_1 บน Travel Time Curve

หรือ

$$k = T_1 = \frac{2h_1}{V_1} \cos i_c \quad 4.25$$

ดังนั้น ค่า h_1 หรือ ความหนาของชั้นหิน จะหาได้จาก

$$h_1 = \frac{T_1}{2} \frac{V_1}{\cos i_c} \quad 4.26$$

ถ้าแทนค่าของ $\cos i_c$ ลงไป จะได้ว่า

$$h_1 = \frac{T_1 V_1 V_2}{2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \quad 4.27$$

4.6 ความสัมพันธ์ระหว่าง Intercept time และ Crossing distance

จากสมการ 4.17 และ 4.27 ทำให้

$$h_1 = \frac{X_c}{2} \left(\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1} \right)^{1/2} = \frac{T_1 V_1 V_2}{2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \quad 4.28$$

ดังนั้น
$$X_c = T_1 \left(\frac{V_1 V_2}{V_2 - V_1} \right) \quad 4.29$$

แต่ถ้าจัดรูปสมการ 4.6 ให้อยู่ในเทอมของ h_1 เทียบกับสมการ 4.17
จะได้ว่า

$$h_1 = \frac{X_{crit}}{2} \left(\frac{V_2^2 - V_1^2}{V_1^2} \right)^{1/2} = \frac{X_c}{2} \left(\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1} \right)^{1/2} \quad 4.30$$

ดังนั้น

$$\frac{X_{crit}}{X_c} = \frac{V_1}{V_1 + V_2} \quad 4.31$$

นั่นหมายความว่า $X_{crit} < X_c$ จริง ๆ

ถ้าพิจารณา Receiver ตัวที่ 5, 6, ..., 12 สำหรับแต่ละ Receiver ที่ X
พบว่า

$$\Delta t_x = t_x - \frac{X}{V_2} \quad 4.32$$

เมื่อ t_x = Travel time of refracted wave ที่ R_x
 X = ระยะทางจาก Source ถึง R_x
 Δt_x = delay time

และจากสมการ $t_R = \frac{X}{V_2} + \frac{2h_1}{V_1} \cos i_c$

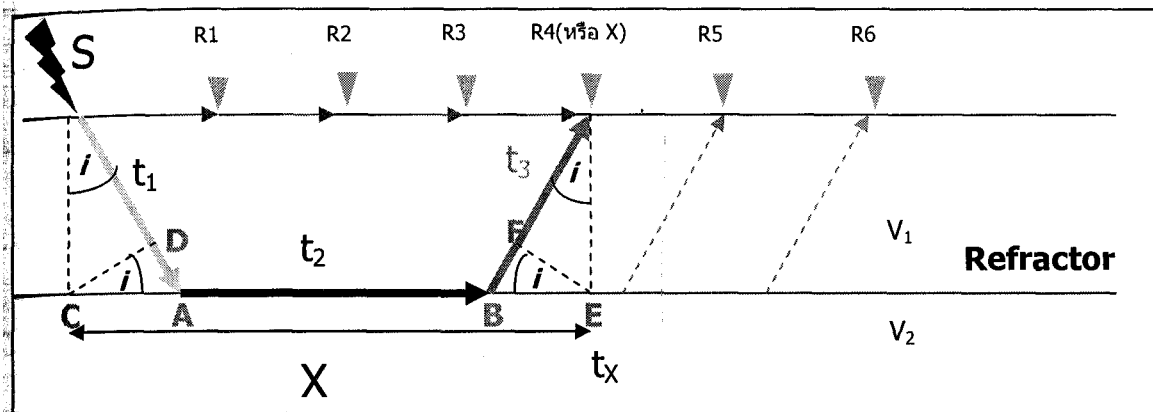
และ $T_1 = \frac{2h_1}{V_1} \cos i_c$

ดังนั้น $T_1 = t_R - \frac{X}{V_2} \quad 4.33$

เพราะฉะนั้นเมื่อ t_R เป็นอันเดียวกับ t_x
 T_1 จึงเป็น Delay time

หมายเหตุ

Delay time คือเวลาที่คลื่นเดินทางได้ช้าลงในระยะทาง X จาก Source ไปยัง Receiver เนื่องจากคลื่น Refracted wave ส่วนหนึ่งจะต้องเดินทางหักเหผ่านชั้นหินด้านบนลงไป หรือจาก Refractor ขึ้นมา ด้วยระยะทางหนึ่งที่มีความเร็วเป็น V_1 ไม่ใช่เท่ากับความเร็ว V_2 ที่ Refractor ทั้งหมด ดังนั้นเวลาที่คลื่นใช้เดินทางผ่านชั้นหินด้านบนดังกล่าวด้วยความเร็ว V_1 ก่อนจะเคลื่อนที่ไปตาม Refractor ด้วยความเร็ว V_2 และหักเหผ่านชั้นบนกลับไปด้วยความเร็ว V_1 เวลาที่ช้าลงในช่วงเดินทางผ่านชั้นลงหินชั้นบนนี้ก็คือเวลาที่เท่ากับ T_1 หรือ Intercept Time นั้นเอง



ดังนั้น $t_R = t_1 + t_2 + t_3$ ซึ่งมากกว่า t_x (ที่เดินทางด้วยความเร็ว V_2 เพียงอย่างเดียว) และที่ R_4 Direct wave เดินทางมาถึงพร้อมกับ Refracted wave เพราะ

$$\frac{DA}{V_1} = \frac{CA}{V_2} = \frac{EF}{V_1} = \frac{BE}{V_2}$$

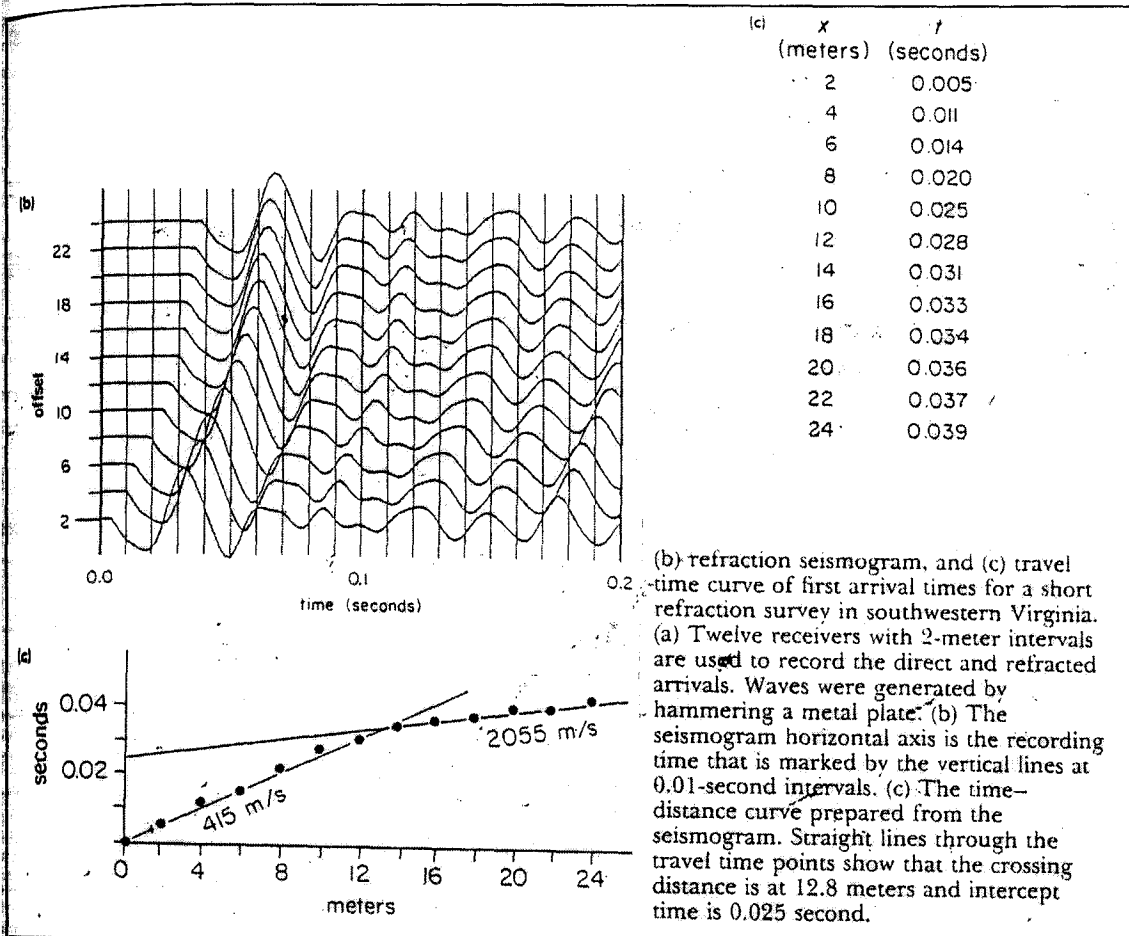
4.7 การประยุกต์ใช้งาน (Application)

ตัวอย่างการประยุกต์การสำรวจด้วยการหักเหของคลื่นไหวสะเทือนสมมติว่าเครื่องรับสัญญาณ (Geophone) มีความยาวทั้งสิ้น 24 เมตรและจากการเก็บข้อมูลระยะทาง และ เวลา ที่คลื่นใช้ในการเดินทางจากแหล่งกำเนิดคลื่น (Source) มายังตัวรับ (Receiver หรือ Geophone) เป็นดังในตารางและกราฟในรูปที่ 4.11 จากข้อมูลเหล่านี้ เราสามารถหาความหนาของชั้นหินด้านบน หรือ h_1 ได้จากสมการ

$$h_1 = \frac{X_c}{2} \left(\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1} \right)^{1/2} \tag{4.17}$$

หรือ
$$h_1 = \frac{T_1 V_1 V_2}{2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \tag{4.27}$$

และหาค่า V_1 และ V_2 จากส่วนกลับของความชันของเส้นตรงของ Travel Time Plot นั้นเอง



รูปที่ 4.11 ข้อมูลในการสำรวจ seismic refraction สำหรับตัวอย่างที่ 1

ตัวอย่างที่ 1 การสำรวจโดยใช้คลื่นหักเหแบบระยะทางสั้น ๆ (Short refraction Survey) เพื่อหาความหนาของชั้นดินและตะกอนทางน้ำบริเวณที่จะทำการก่อสร้าง ผลการสำรวจดังแสดงในรูปที่ 4.11 จากการวางแนว Geophone ในระยะทางรวม 24 เมตร โดยมีระยะห่างระหว่าง Geophone (Geophone spacing) หรือ ΔX เท่ากับ 2 เมตร

Soln จากข้อมูลที่ได้จากการสำรวจเมื่อ plot กราฟ ระหว่าง เวลา-ระยะทางและจะได้เส้นตรงที่มีความชันเป็น $1/V_1$ และ $1/V_2$ ตามลำดับ ซึ่งทำให้ได้ค่า
 $V_1 = 415 \text{ m/s}$
 $V_2 = 2055 \text{ m/s}$

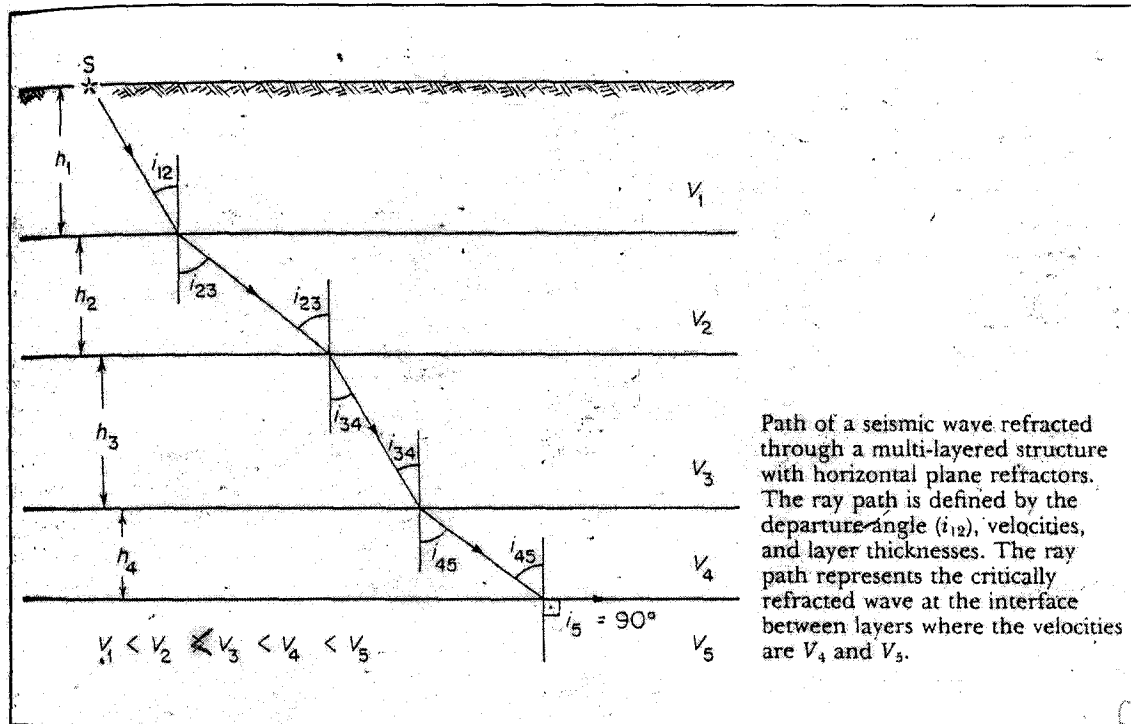
และมี Intercept time เท่ากับ 0.025 s
 และ Crossing distance มีค่าเท่ากับ 12.8 m
 ทำให้ได้ค่าความหนาของชั้นดิน (h) ดังนี้

$h = 5.2 \text{ m}$ (จากสมการ 2.17)
 $h = 5.3 \text{ m}$ (จากสมการ 2.27) **Ans.**

4.8 คลื่นหักเหในชั้นหินหลาย ๆ ชั้น (Refracted Wave in Multilayered Structure)

เราสามารถใช่วิธีการวิเคราะห์การเคลื่อนที่ของคลื่นหักเหในชั้นหินชั้นเดียวมาประยุกต์ใช้กับกรณีที่คลื่นหักเหผ่านชั้นหินหลายชั้นดังแสดงในรูปที่ 4.12 ได้

Ray Parameter



รูปที่ 4.12 การหักเหของคลื่นลงไปในระดับที่ลึกขึ้นเมื่อผ่านตัวกลางหลาย ๆ ชั้น

จากภาพ มีชั้นหินอยู่ 5 ชั้น ที่มีความหนา h_1, h_2, h_3 และ h_4 และคลื่นมีความเร็ว V_1, V_2, V_3, V_4 และ V_5 ผ่านแต่ละชั้นหินตามลำดับ และ $V_1 < V_2 < V_3 < V_4 < V_5$ ตามลำดับด้วย

ถ้าใช้ Snell's Law อธิบายการหักเหของคลื่นในแต่ละ Refractor จะได้ว่า

$$\frac{\sin i_{12}}{\sin i_{23}} = \frac{V_1}{V_2} \quad a$$

$$\frac{\sin i_{23}}{\sin i_{34}} = \frac{V_2}{V_3} \quad b$$

$$\frac{\sin i_{34}}{\sin i_{45}} = \frac{V_3}{V_4} \quad c$$

$$\frac{\sin i_{45}}{\sin i_5} = \frac{V_4}{V_5} \quad d$$

เราสามารถจัดเทอมและรูปของสมการใหม่ได้ว่า

$$\frac{\sin i_{12}}{V_1} = \frac{\sin i_{23}}{V_2} = \frac{\sin i_{34}}{V_3} = \frac{\sin i_{45}}{V_4} = \frac{\sin i_5}{V_5}$$

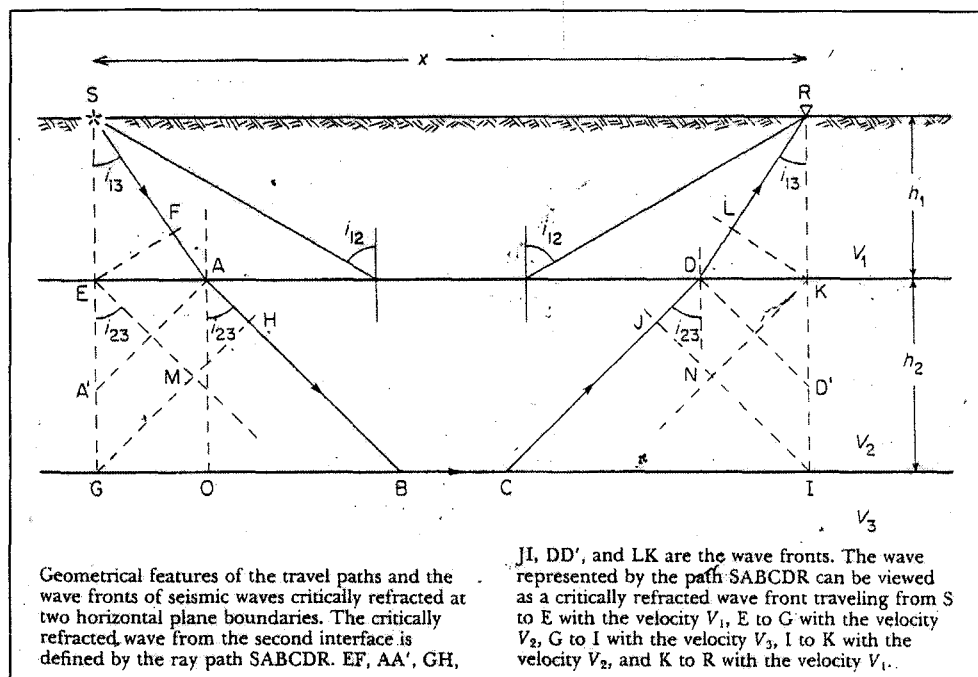
และเพราะว่า $\sin i_5 = 90^\circ = 1$ ดังนั้น

$$\frac{\sin i_{12}}{V_1} = \frac{\sin i_{23}}{V_2} = \frac{\sin i_{34}}{V_3} = \frac{\sin i_{45}}{V_4} = \frac{1}{V_5} = P$$

โดยที่ P เป็นค่าคงที่ และเรียกว่า "Ray Parameter" หรือเรียกว่า "Slowness"

4.9 หน้าคลื่นและรังสี (Wavefront & Ray)

หน้าคลื่นและรังสีดังแสดงในรูปที่ 4.13



รูป 4.13 หน้าคลื่นและรังสีคลื่นบน Multilayer refractor

สมมติฐานเบื้องต้น

1. $V_1 < V_2 < V_3$ เสมอ
2. Receiver มีระยะทาง (X) ห่างจาก Source มากพอที่จะรับคลื่นที่เกิดจากมุมวิกฤติทั้งจาก Refractor ตัวบนและตัวล่าง
3. การเดินทางของ Refracted wave ไปตาม Refractor ทั้งสองตัว เหมือนกับการเดินทางของ Refracted wave ตาม Refractor ของหินชั้นเดียวดังที่กล่าวมาแล้ว

เมื่อพิจารณาการเดินทางของคลื่น Refracted wave ที่เดินทางไปตาม Refractor
ตัวล่าง (Deeper refractor) Ray parameter (P) จะมีค่าเท่ากับ

$$P = \frac{\sin i_{13}}{V_1} = \frac{\sin i_{23}}{V_2} = \frac{1}{V_3} \quad 4.34$$

จากรูป 4.13 พบว่ามีเส้นตั้งฉากหลายเส้น ตั้งฉากกับเส้นรังสีที่เดินทางจาก Source
ลงมาถึง Refractor ตัวล่าง ถ้าพิจารณา Travel time จาก Source ไปยัง Receiver

$$t = \frac{SA + DR}{V_1} + \frac{AB + CD}{V_2} + \frac{BC}{V_3} \quad 4.35$$

ซึ่งเทียบได้กับสมการการเคลื่อนที่ $S = Vt$
หรือ $t = S/V = \text{ระยะทาง/ความเร็ว}$

และนอกจากความสัมพันธ์กันทางเรขาคณิต, Snell's Law, Huggen's Principle
ทั้งที่กล่าวมาแล้วในตอนต้น พบว่า เส้นรังสีของคลื่นและความเร็วของคลื่นหักเหมี
ความสัมพันธ์กันดังนี้

$$\frac{FA}{V_1} = \frac{EA}{V_2} = \frac{EA'}{V_2} = \frac{DL}{V_1} = \frac{DK}{V_2} = \frac{D'K}{V_2} \quad 4.36$$

และ

$$\frac{AH}{V_2} = \frac{A'G}{V_2} = \frac{JD}{V_2} = \frac{ID'}{V_2} \quad 4.37$$

จากสมการ 4.36 และ 4.37 และความสัมพันธ์กันทางเรขาคณิต พบว่า

$$\frac{EA + AH}{V_2} = \frac{EM}{V_2} = \frac{JD + DK}{V_2} = \frac{NK}{V_2} \quad 4.38$$

และเช่นเดียวกันกับใน Single layer การเดินทางของคลื่นหักเหในชั้นหินที่ 2 บนผิว
ชั้น 3 จะมีความสัมพันธ์เป็น

$$\frac{HB}{V_2} = \frac{GB}{V_3} = \frac{CJ}{V_2} = \frac{CI}{V_3} \quad 4.39$$

ดังนั้นจากรูป Travel time จาก Source ไปยัง Receiver จะเท่ากับ

$$t = \frac{SF + LR}{V_1} + \frac{EM + NK}{V_2} + \frac{GI}{V_3} \quad 4.40$$

10 Travel time และความหนาของชั้นหิน (Travel time & Layer thickness)

จากสามเหลี่ยม SEF และ RKL ในรูปที่ 4.13 พบว่า

$$SF = LR = h_1 \cos i_{13} \quad 4.41$$

และจากสามเหลี่ยม EMG และ NIK พบว่า

$$EM = NK = h_2 \cos i_{23} \quad 4.42$$

และจากรูป $GI = X$

แทนค่าสมการเหล่านี้ในสมการ 4.40 จะได้ว่า

$$t = \frac{X}{V_3} + \frac{2h_1 \cos i_{13}}{V_1} + \frac{2h_2 \cos i_{23}}{V_2} \quad 4.43$$

สรุปสมการ 4.43 ใหม่ ในรูปของผลรวม (Summation) ได้ว่า

$$t = \frac{X}{V_3} + 2 \sum_{k=1}^2 \frac{h_k}{V_k} \cos i_{k3} \quad 4.44$$

และถ้าจัดรูปสมการ 4.34 ใหม่จะได้ว่า

$$\sin i_{13} = \frac{V_1}{V_3}$$

และ

$$\sin i_{23} = \frac{V_2}{V_3}$$

หรือในรูปทั่วไปคือ

$$\sin i_{k3} = \frac{V_k}{V_3} \quad 4.45$$

และเพราะว่า

$$\cos i_{k3} = (1 - \sin^2 i_{k3})^{1/2}$$

$$= \left[1 - \left(\frac{V_k}{V_3} \right)^2 \right]^{1/2} \quad 4.46$$

ดังนั้นจะได้ว่า

$$t = \frac{X}{V_3} + 2 \sum_{k=1}^2 \frac{h_k}{V_k V_3} (V_3^2 - V_k^2)^{1/2} \quad 4.47$$

เป็นสมการแสดงความสัมพันธ์ระหว่าง ความหนาของชั้นหิน ความเร็วและเวลาที่ใช้ใน
การเดินทางของคลื่น ที่เดินทางจาก source ไปยัง receiver ด้วยระยะทาง X
11 Travel Time Curve ที่แสดงชั้นหินที่วางตัวอยู่ในแนวราบและมี
Refractor 2 ตัว

จากรูป 4.14 Receiver ตัวที่ 5 จะเป็นตัวที่รับคลื่นที่มีความเร็ว V_2 และ V_1 พร้อม ๆ
กัน ด้วยระยะ X_{crit}

โดย

$$X_{crit} = 2(CA + DB)$$

$$= 2h_1 \tan i_{13} + 2h_2 \tan i_{23}$$

หรือในเทอมของผลรวม

$$X_{crit} = 2 \sum_{k=1}^2 h_k \tan i_{k3} \quad 4.48$$

และจาก

$$\tan i_{k3} = \frac{\sin i_{k3}}{\cos i_{k3}}$$

และจากสมการ 4.45 และ 4.46
จะได้ว่า

$$\tan i_{k3} = \left[\left(\frac{V_3}{V_k} \right)^2 - 1 \right]^{-1/2}$$

แทนค่านี้ลงในสมการ 4.48 จะได้ว่า

$$X_{crit} = 2 \sum_{k=1}^2 h_k \left[\left(\frac{V_3}{V_k} \right)^2 - 1 \right]^{-1/2} \quad 2.49$$

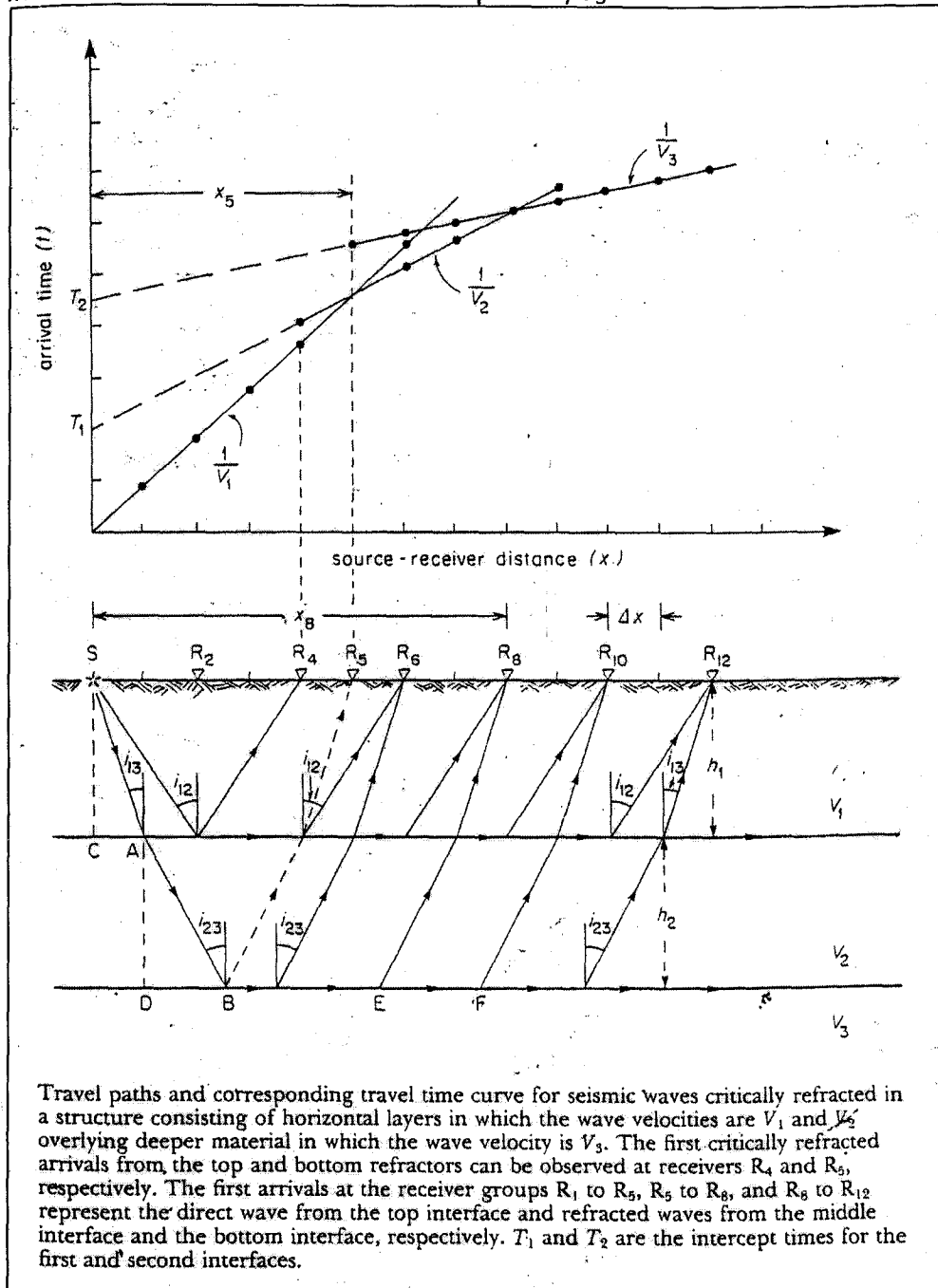
เมื่อพิจารณาผลต่างของเวลาที่คลื่นใช้เดินทางมาถึง R_8 และ R_{10} ซึ่งมีระยะห่างกันเป็น $2\Delta X$
จากรูป 4.14 พบว่า ระยะ ER_8 จะเท่ากับ FR_{10} ดังนั้นผลต่างระหว่างเวลาที่คลื่นใช้เดินทาง
มาถึง R_8 และ R_{10} จึงขึ้นอยู่กับแนวรังสี EF ซึ่งใช้เวลาในการเดินทางเป็น Δt
โดยที่

$$\Delta t = \frac{\Delta X}{V_3}$$

และจากรูป 4.14 คลื่นจะเดินทางไปตาม Refractor ที่ระดับลึกกว่า (Deeper
refractor) ด้วยความเร็ว V_3 นั้นเอง ซึ่งจากกราฟ T-X curve ในรูป ก็จะทำให้เกิดเส้นตรงที่มี
ความชัน $1/V_3$ ขึ้นมา
จากสมการ 4.44 ถ้า $X = 0$ เราจะได้ว่า

$$t = 2 \sum_{k=1}^2 \frac{h_k}{V_k} \cos i_{k3} = T_2 \quad 2.50$$

ซึ่ง T_2 คือ Intercept time บนแกน y หรือแกนเวลา (time) นั้นเอง ซึ่งจะหาได้จาก การลากเส้นตรงต่อมาจากแนวเส้นตรงที่มี slope = $1/V_3$



รูปที่ 4.14 การหักเหของคลื่นบน Multilayer refractor ที่วางตัวในแนวระนาบ

จากรูป 4.14 เราสามารถสรุปได้ว่า

1. มีเส้นตรงเกิดขึ้น 3 เส้น จากชุดข้อมูลนี้ โดยมีความชัน เท่ากับ $1/V_1$, $1/V_2$ และ $1/V_3$ ตามลำดับ
2. มี Intercept time คือ T_1 ซึ่งเกิดจากคลื่นหักเหที่เดินทางไปตามแนวรอยต่อระหว่าง Layer 1 และ Layer 2 (ตาม Upper Refractor) และ T_2 ซึ่งเกิดจากคลื่นหักเหบางส่วนที่เดินทางไปตามแนวรอยต่อระหว่าง Layer 2 และ Layer 3 (ตาม Deeper Refractor)

ตามลำดับ

3. จะมี Crossing distance เกิดขึ้นเนื่องจาก Refractor แต่ละตัว
4.12 การคำนวณความหนาของชั้นหิน (Layer) ต่าง ๆ

โดยเริ่มจาก

$$h_1 = \frac{T_1 V_1 V_2}{2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}$$

และ

$$h_2 = \left(\frac{T_2}{2} - \frac{h_1}{V_1} \cos i_{13} \right) \frac{V_2}{\cos i_{23}} \quad 4.51$$

(ได้จากการจัดรูปสมการ 4.50 ใหม่)

และจากรูปทั่วไปของสมการ 4.50 ถ้านำมาใช้กับชั้นหินที่มี 3 Refractor จะได้ว่า

$$T_3 = 2 \sum_{k=1}^3 \frac{h_k}{V_k} \cos i_{k4} \quad 4.52$$

และจะได้ว่า

$$h_3 = \left(\frac{T_3}{2} - \frac{h_1}{V_1} \cos i_{14} - \frac{h_2}{V_2} \cos i_{24} \right) \frac{V_3}{\cos i_{34}}$$

หรือ

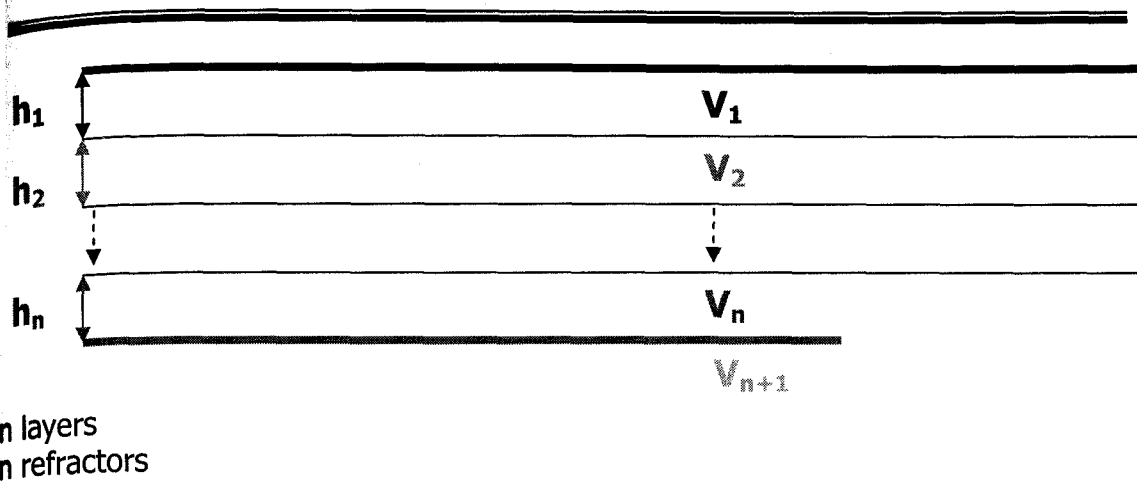
$$h_3 = \left(\frac{T_3}{2} - \sum_{k=1}^2 \frac{h_k}{V_k} \cos i_{k4} \right) \frac{V_3}{\cos i_{34}} \quad 4.53$$

และถ้านำมาประยุกต์ใช้กับชั้นหินที่มี n Refractor จะมีความหนา $h_1, h_2, h_3, \dots, h_n$ และความเร็วเป็น $V_1, V_2, V_3, \dots, V_n$ และที่ตัวหักเหลึกที่สุด (Deepest refractor) (รูปที่ 4.) จะมีความเร็วเป็น V_{n+1} รังอยู่บน Refractor ตัวนี้ และจะมีเส้นตรงที่เกิดขึ้น $n+1$ เส้นบน T-X Curve โดยมี Intercept time ที่เกิดจาก Refractor ตัวสุดท้าย หรือ T_n เท่ากับ

$$T_n = 2 \sum_{k=1}^n \frac{h_k}{V_k} \cos i_{k(n+1)} \quad 4.54$$

และมีความหนาของชั้นหินที่ลึกที่สุด (Deepest layer) h_n เท่ากับ

$$h_n = \left(\frac{T_n}{2} - \sum_{k=1}^{n-1} \frac{h_k}{V_k} \cos i_{k(n+1)} \right) \frac{V_n}{\cos i_{n(n+1)}} \quad 4.55$$



รูปที่ 4.15 ภาพของชั้นหินที่มีความเร็วและความหนาต่าง ๆ กัน

4.13 การหักเหของคลื่นบนชั้นหินที่มีการเอียงตัว

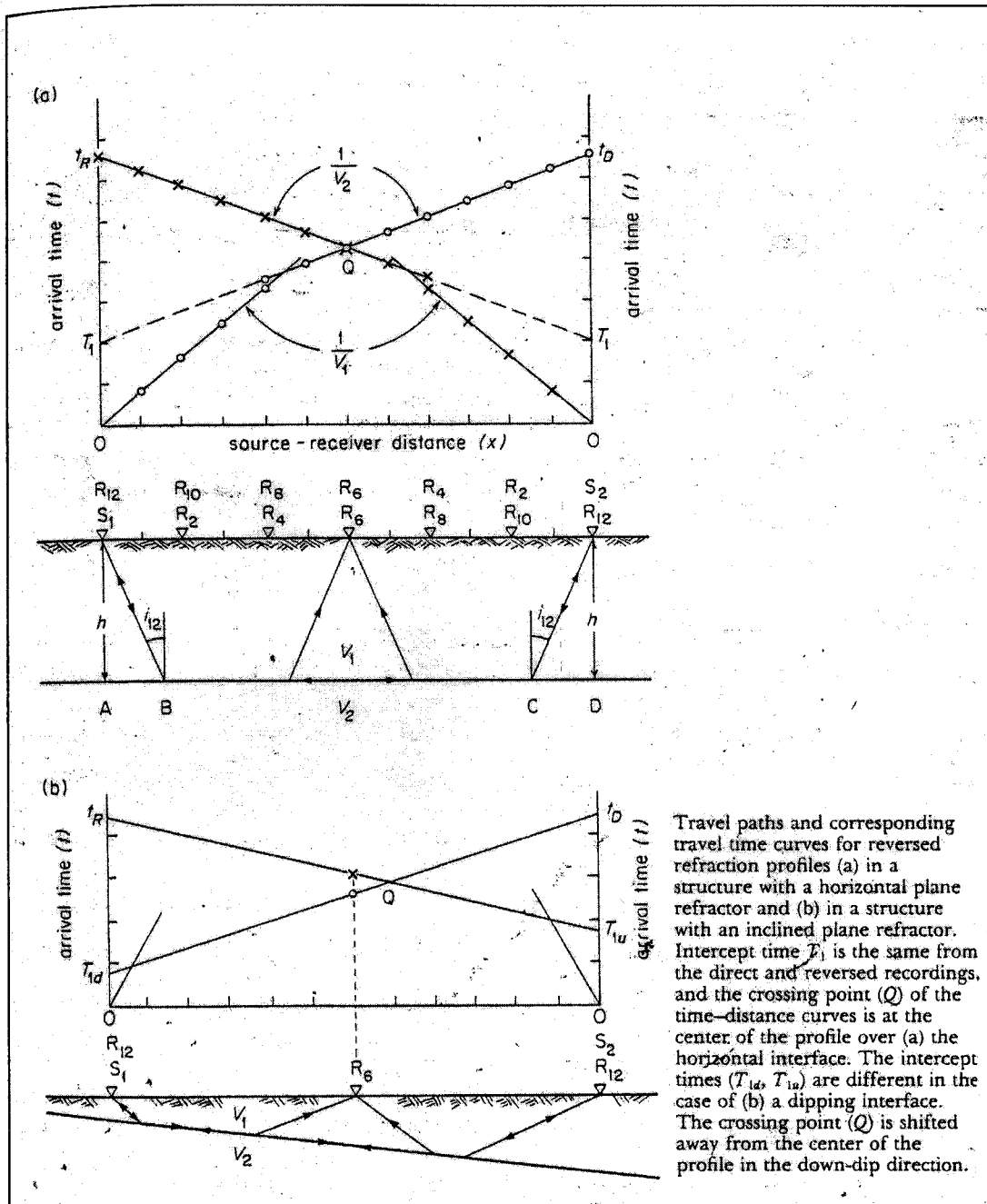
การเดินทางของคลื่นหักเหที่ตกกระทบชั้นหินที่มีการเอียงตัว (Dipping layer) ด้วยมุมวิกฤตินั้นจะไม่เหมือนกับที่เดินทางบนชั้นหินที่มีการวางตัวอยู่ในแนวระดับ (Horizontal layer) แต่จะมีความซับซ้อนกว่า

จากรูปที่ 4.16 ถ้าเราสลับที่กันระหว่าง Source กับ Receiver พบว่าเวลาที่ใช้ในการเดินทางทั้งหมดจาก Source ไปยัง Receiver ตัวสุดท้าย (R_{12}) จะเท่ากัน ไม่ว่าทั้งใน Horizontal refractor และใน Dipping refractor เราเรียกปรากฏการณ์นี้ว่า Condition of reciprocity

จากรูป 4.16a ซึ่งเป็นการเดินทางของคลื่นหักเหไปบน Horizontal refractor ไปยัง Receiver ทั้ง 12 ตัว โดยเดินทางจาก Source (S_1) ใช้เวลาเดินทางเท่ากับ t_0 และถ้าสลับตำแหน่งหรือสลับด้าน S_1 กับตัวรับ R_{12} (ซึ่งเปลี่ยนไปเป็น S_2 ดังในรูป) พบว่าความเร็วที่ใช้ในการเดินทางจาก source ไปยัง receiver จะเท่ากันกับการจัดแบบเดิมทุกประการ ทั้งนี้เนื่องมาจากคุณสมบัติทางเรขาคณิตของการเดินทางของคลื่นนั่นเอง

ซึ่งเวลาที่ใช้ในการเดินทางหลังจากสลับตำแหน่ง หรือสลับด้าน source และ receiver นี้เรียกว่า "Opposite travel time" หรือ t_r แต่จากรูป 4.16b ซึ่งเป็นการเดินทางของคลื่นหักเหไปบน Dipping refractor แม้ว่าเวลาทั้งหมดที่เดินที่ใช้ในการเดินทางทั้งหมดจะเท่ากัน ($t_0 = t_r$) แต่เวลาที่ใช้ในการเดินทางจาก source ไปยังตัวรับอื่น ๆ ก่อนและหลังการกลับด้านหรือสลับด้านจะไม่เท่ากัน

ทั้งนี้เป็นผลเนื่องมาจากการเอียงเท (Inclination) ของ Refractor ซึ่งส่งผลถึงคุณสมบัติทางเรขาคณิตของการเดินทางของคลื่นด้วย และยังทำให้ Intercept time ที่เกิดขึ้นก่อนสลับ (T_{1d}) และหลังสลับ (T_{1u}) มีค่าไม่เท่ากันด้วย โดยที่ตัวห้อย d หมายถึง Down-dip หรือคือ Intercept time ที่เกิดจากคลื่นจาก S_1 เดินทางลง (Down-dip direction) ลงไปในตัวกลางที่มีการเอียงเท และตัวห้อย u หมายถึง Up-dip หรือคือ Intercept time ที่เกิดจากคลื่นจาก S_2 เดินทางขึ้นมาจากตัวกลางที่มีการเอียง

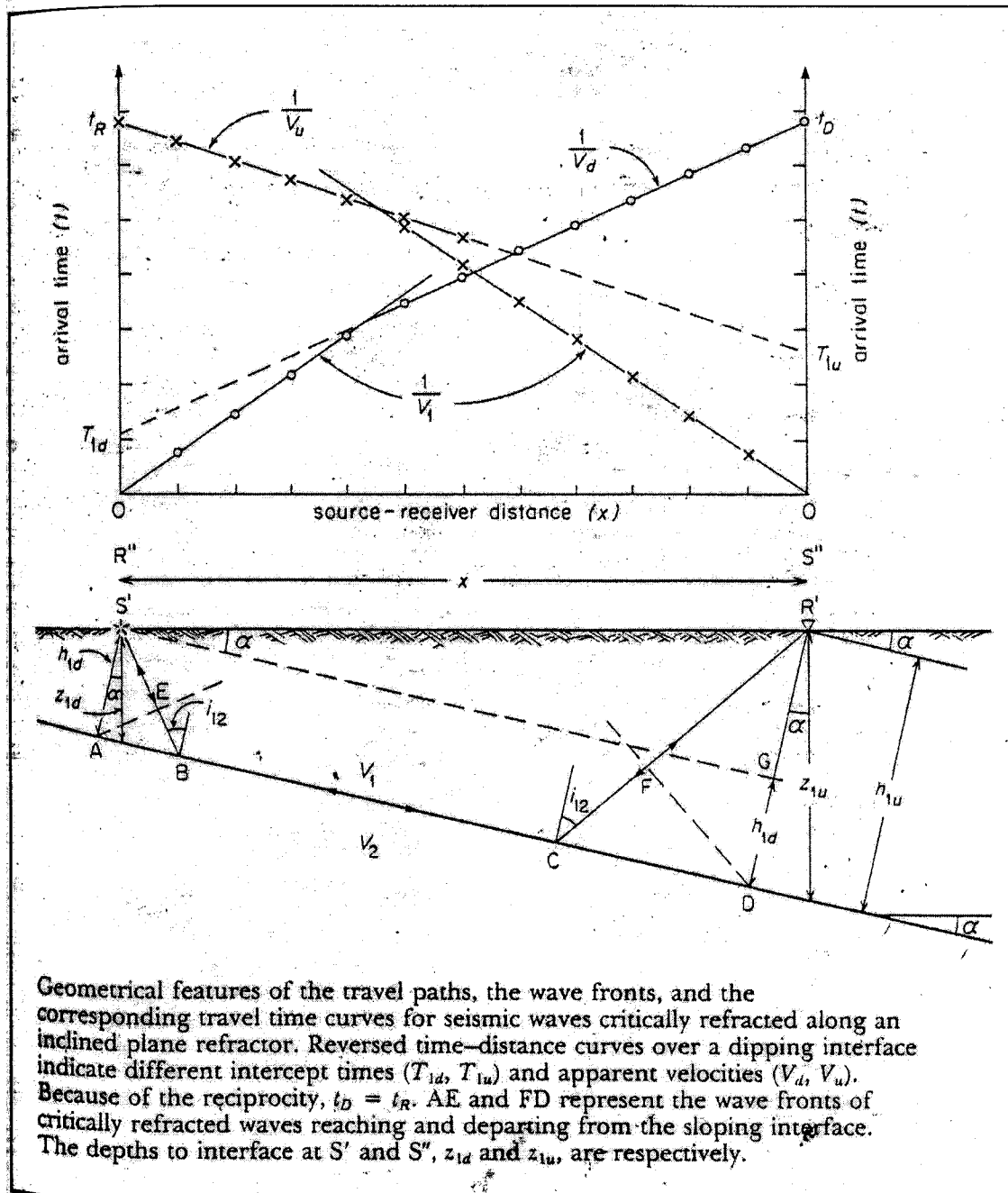


รูปที่ 4.16 ภาพเปรียบเทียบการหักเหของคลื่นบน Refractor ในแนวระดับกับ Refractor ที่มีการเอียงตัว

เพื่อเป็นการแก้ปัญหาที่เกิดจากการเดินทางของคลื่นบน Dipping refractor นี้จึงมีการจัดวาง Source บนปลายด้านหนึ่งของแนว Receiver (Geophone line) ก่อน เมื่อเสร็จการบันทึกค่า ก็ย้าย source ไปยังปลายอีกด้านหนึ่งของแนวตัวรับสัญญาณ ซึ่งการสำรวจนี้เรียกว่า "Reversed Refraction Survey"

4.14 การหาเวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่นหักเหและความหนาของชั้นหินโดยวิธี Reversed Refraction Survey

สำหรับสมบัติทางเรขาคณิตของแนวการเดินทางของคลื่นหักเหบน Dipping Refractor ยังคงใช้การวิเคราะห์แบบเดียวกันกับ Horizontal Refractor แต่จะเพิ่มเติมบางพอมในสมการระหว่าง เวลา-ระยะทาง และจะจำกัดอยู่ที่ระบบที่มี Dipping Refractor เพียงตัวเดียวเท่านั้น (Single Refractor Inclined) ดังรูป 4.17



รูปที่ 4.17 การหักเหของคลื่นบน Refractor ที่มีการเอียงตัว

จากรูป 4.17 เมื่อคลื่นเดินทางจาก S' ไปยัง R' คลื่นหักเหที่เกิดจากมุมวิกฤตจะเดินทางไปตาม Refractor ที่ทำมุมเอียง α กับแนวระดับ จะได้ว่า

$$\frac{\sin i_{12}}{\sin 90^\circ} = \frac{\sin i_{12}}{1} = \frac{V_1}{V_2}$$

และจากแนวทางเดินของคลื่น S'BCR' พบว่า

$$\frac{EB}{V_1} = \frac{AB}{V_2} \quad \text{และ} \quad \frac{CF}{V_1} = \frac{CD}{V_2}$$

ดังนั้น Travel time (t) จะหาได้จาก

$$t = \frac{S'B}{V_1} + \frac{BC}{V_2} + \frac{CR'}{V_1} = \frac{S'E + FR'}{V_1} + \frac{AD}{V_2} \quad 4.56$$

ได้จาก $\Delta S'AE$ และ $\Delta R'FD$ พบว่า

$$S'E = h_{1d} \cos i_{12} \quad \text{และ} \quad FR' = h_{1u} \cos i_{12}$$

และเนื่องจาก S'G ขนานกับ Refractor ดังนั้น

$$S'G = AD = X \cos \alpha$$

เมื่อ X คือ ระยะห่างระหว่าง S' และ R' ดังนั้น Travel time จะเท่ากับ

$$t = \frac{X \cos \alpha}{V_2} + \left(\frac{h_{1d} + h_{1u}}{V_1} \right) \cos i_{12} \quad 4.57$$

และจากรูป

$$GR' = h_{1u} - h_{1d} = X \sin \alpha$$

ดังนั้น

$$h_{1u} = h_{1d} + X \sin \alpha$$

$$h_{1d} = h_{1u} - X \sin \alpha$$

ถ้าให้ t_d เท่ากับ ระยะเวลาที่คลื่นใช้เดินทางจาก source ไปตาม down-dip Direction และแทนลงในสมการ 5.57 ดังนั้น

$$t_d = \frac{X \cos \alpha}{V_2} + \left(\frac{2h_{1d} + X \sin \alpha}{V_1} \right) \cos i_{12} \quad 4.58$$

ถ้าให้ $X = 0$ (คือตำแหน่งของ S') จะได้ Intercept Time (T_{1d}) เท่ากับ

$$T_{1d} = \frac{2h_d}{V_1} \cos i_{12}$$

จัดสมการ 4.58 ใหม่ได้ว่า

$$t_d = \frac{X}{V_1} \left(\frac{V_1}{V_2} \cos \alpha + \sin \alpha \cos i_{12} \right) + \frac{2h_d}{V_1} \cos i_{12}$$

แทนค่าจากสมการที่ 4.59 จากความสัมพันธ์

$$\sin i_{12} = \frac{V_1}{V_2}$$

และจาก

$$\sin i_{12} \cos \alpha + \sin \alpha \cos i_{12} = \sin(i_{12} + \alpha)$$

จะได้ว่า

$$t_d = \frac{X}{V_1} \sin(i_{12} + \alpha) + T_{1d} \quad 4.60$$

ถ้าทำการกลับด้าน source และ receiver เราจะได้ source ใหม่เป็น S'' และ receiver ใหม่เป็น R'' ดังรูป 4.14 ซึ่งคลื่นหักเหจะเดินทางจาก S'' ไปยัง R'' ตามแนว Up-dip direction

ถ้าต้องการหาค่า Up-dip Travel time หรือ t_u จะใช้เทอม

$$h_d = h_u - X \sin \alpha$$

แทนลงในสมการ 4.57 จะได้ว่า

$$t_u = \frac{X \cos \alpha}{V_2} + \left(\frac{2h_u - X \sin \alpha}{V_1} \right) \cos i_{12} \quad 4.61$$

ถ้าให้ $X = 0$ เพื่อหา Up-dip Intercept Time ดังนั้น

$$T_{1u} = \frac{2h_u}{V_1} \cos i_{12} \quad 4.62$$

จัดรูปสมการและทำการแทนค่าตัวแปรต่าง ๆ เหมือนกันกับที่ทำกับสมการที่ 4.60 จะได้ว่า

$$t_u = \frac{X}{V_1} \sin(i_{12} - \alpha) + T_{1u} \quad 4.63$$

ถ้าเปรียบเทียบความสัมพันธ์ของสมการ 4.60 และ 4.63 กับผลที่ได้จากสมการ 4.24 ซึ่งเป็นสมการสำหรับ Refractor ที่อยู่ในแนวระดับ และถ้าให้มุมเอียงเท หรือ $\alpha = 0$ (ซึ่ง $\cos 0^\circ = 1$) ทั้งสมการ 4.60 และ 4.63 จะลดรูปลงเหลือแค่

$$t_d = t_u = \frac{X}{V_2} + T_1$$

ซึ่งคล้ายกับสมการ 4.24 ซึ่งทำให้

$$t_R = t_d = t_u$$

และ $k = T_1$ นั้นเอง

ข้อสรุปจากกราฟ Reverse Travel Time Curve

จากรูป 4.17 พบว่า

1. $t_D = t_R$ จาก Condition of Reciprocity
2. จากสมการ 4.59 และ 4.62 พบว่า $T_{1u} > T_{1d}$ เพราะว่า $h_{1u} > h_{1d}$
3. จากรูป เส้นตรงจาก T_{1d} ถึง t_D มีความชันเป็น $1/V_d$ เมื่อ $V_d =$ apparent velocity ของ Down-dip direction และเช่นเดียวกัน เส้นตรงจาก T_{1u} ถึง t_R มีความชัน $1/V_u$ เมื่อ $V_u =$ appaent velocity ของ Up-dip direction

ดังนั้นจากความสัมพันธ์ในข้อ 1 และ 2 รวมทั้งจากสมการ 4.60 และ 4.63 ซึ่งนำมาจัดใหม่ให้เป็น

$$t_d = X \left(\frac{1}{V_d} \right) + T_{1d} \quad \text{และ}$$

$$t_u = X \left(\frac{1}{V_u} \right) + T_{1u}$$

และค่าของเทอม $\frac{1}{V_d} = \frac{\sin(i_{12} + \alpha)}{V_1}$ และ $\frac{1}{V_u} = \frac{\sin(i_{12} - \alpha)}{V_1}$

จัดรูปสมการใหม่ ในรูปของ V_d และ V_u ได้ว่า

$$V_d = \frac{V_1}{\sin(i_{12} + \alpha)} \quad 4.64$$

$$V_u = \frac{V_1}{\sin(i_{12} - \alpha)} \quad 4.65$$

ดังนั้นสรุปได้ว่า

$$V_u > V_d$$

4.15 การคำนวณความเร็วของคลื่น, ความหนา และความเอียงของชั้นหิน

ในการสำรวจแบบ Reversed Refraction Survey ค่า V_1 ก็คือค่าของความเร็วของ Direct wave เช่นเดียวกัน จากสมการ 4.64 และ 4.65

$$(i_{12} + \alpha) = \arcsin\left(\frac{V_1}{V_d}\right)$$

และ

$$(i_{12} - \alpha) = \arcsin\left(\frac{V_1}{V_u}\right) \quad 4.66$$

จัดสมการใหม่ในรูปของ i_{12} ได้ว่า

$$i_{12} = \frac{1}{2} \left(\arcsin \frac{V_1}{V_d} + \arcsin \frac{V_1}{V_u} \right) \quad 4.67$$

และจาก

$$\sin i_{12} = \frac{V_1}{V_2}$$

ดังนั้น

$$V_2 = \frac{V_1}{\sin i_{12}}$$

จากกฎของตรีโกณฯ

$$i_{12} = \arcsin \frac{V_1}{V_2}$$

แทนค่าสมการเหล่านี้ในสมการ 4.67 จะได้ว่า

$$\arcsin \frac{V_1}{V_2} = \frac{1}{2} \left(\arcsin \frac{V_1}{V_d} + \arcsin \frac{V_1}{V_u} \right)$$

สำหรับมุมที่มีค่าน้อย ๆ ค่า $\sin \alpha \approx \alpha$ ทำให้

$$\frac{V_1}{V_2} \cong \frac{1}{2} \left(\frac{V_1}{V_d} + \frac{V_1}{V_u} \right) \quad \text{หรือ} \quad V_2 \cong 2 \left(\frac{V_d V_u}{V_d + V_u} \right) \quad 4.68$$

จัดสมการ 4.59 และ 4.62 จะได้ว่า

$$h_{1d} = \frac{V_1 T_{1d}}{2 \cos i_{12}} \quad 4.69$$

และ

$$h_{1u} = \frac{V_1 T_{1u}}{2 \cos i_{12}} \quad 4.70$$

แทนค่าสมการเหล่านี้ลงในสมการ 4.66 เราได้มุมเอียงเท หรือ α จาก

$$\alpha = \frac{1}{2} \left(\arcsin \frac{V_1}{V_d} - \arcsin \frac{V_1}{V_u} \right) \quad 4.71$$

จากรูป 2.26 เราหาระยะทางสั้นที่สุดระหว่าง source (S') ถึง Refractor (Z_{1d}) แล้ว
ระยะทางสั้นที่สุดจาก receiver (R') ถึง Refractor (Z_{1u}) ได้จาก

$$Z_{1d} = \frac{h_{1d}}{\cos \alpha} \quad 4.72$$

$$Z_{1u} = \frac{h_{1u}}{\cos \alpha} \quad 4.73$$

4.16 การประยุกต์ใช้ Reversed Refraction Survey

ตัวอย่างที่ 2 ต้องการหาความหนาของชั้นหินผุ เพื่อต้องการตัดออกจนถึงชั้นหินฐาน
รวมถึงการเอียงตัวของหินฐานนั้นด้วย ซึ่งการสำรวจกระทำโดยวางแนว Geophone รวม
ความยาว 140 m และใช้ดินปืนขนาด 2 kg เป็นตัวกำเนิดพลังงานคลื่นที่ปลายทั้งสองข้าง
ของแนว Geophone สัญญาณ first arrival time ถูกนำมา plot กับ ระยะทางได้ดังแสดง
ในรูป 4.18

Soln จากกราฟ และการคำนวณ

$$\begin{aligned} V_1 &= 556 \text{ m/s} \\ V_d &= 3,657 \text{ m/s} \\ V_u &= 4,293 \text{ m/s} \\ T_{1d} &= 0.052 \text{ s} \\ T_{1u} &= 0.056 \text{ s} \\ V_2 &= 3,958 \text{ m/s} \end{aligned}$$

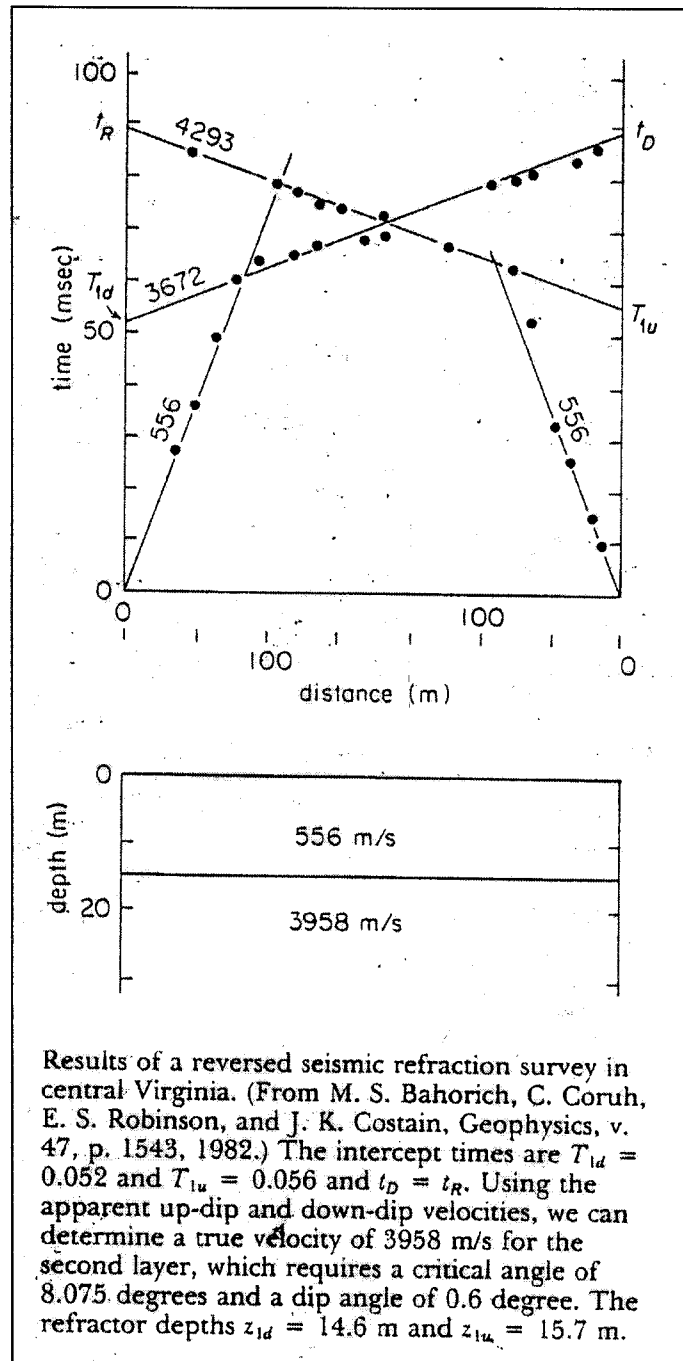
มุมวิกฤติ (i_{12}) คำนวณได้จาก

$$i_{12} = \arcsin \frac{V_1}{V_2} = 8.075 \text{ degree}$$

และ $h_{1d} = 14.6 \text{ m}$
 $h_{1u} = 15.7 \text{ m}$

ชั้นหินมีความเอียง (α) = 0.6 degree

ระยะ $Z_{1d} = 14.6 \text{ m}$
ระยะ $Z_{1u} = 15.7 \text{ m}$ **Ans.**



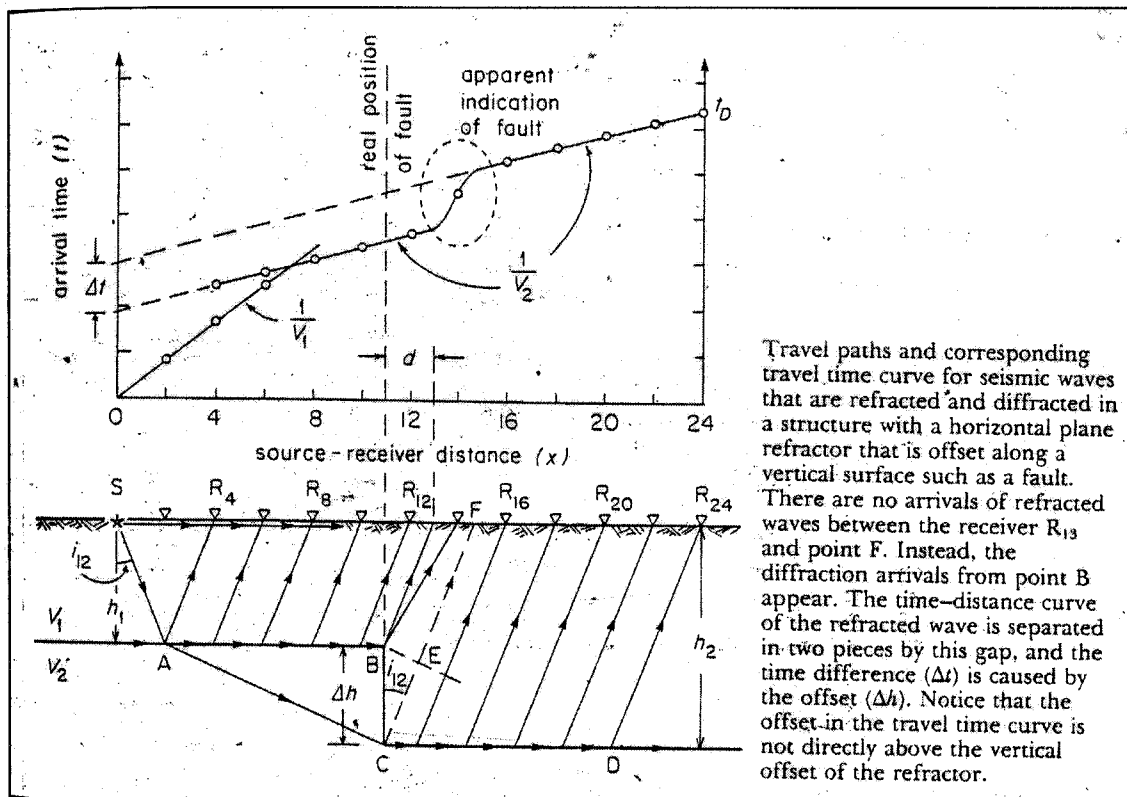
รูปที่ 4.18 ผลที่ได้จากการสำรวจแบบ Reversed seismic refraction จากตัวอย่างที่ 2

4.17 การสำรวจโดยใช้คลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหที่แนวรอยต่อระหว่างชั้นหินไม่ต่อเนื่องกัน

ในบางครั้ง Refractor หรือรอยต่อระหว่างชั้นหินอาจไม่ต่อเนื่องกัน อันเกิดจากสาเหตุบางประการ โดยเฉพาะอย่างยิ่งการเกิดมีรอยเลื่อน (Fault) ตัดผ่าน Refractor นั้น ทำให้เกิดการเลื่อนออกจากกัน (Offset) ของแนว Refractor นั้นได้ ดังในรูป 4.19

คลื่น Direct wave จะเดินทางมาถึง Receiver ตัวที่ 1-6 ด้วยความเร็ว V_1 และคลื่นบางส่วนจาก source (S) เดินทางไปตามแนว Refractor นั้นด้วยความเร็ว V_2 ซึ่งจากรูปคือช่วงที่บันทึกได้จาก receiver ตัวที่ 8-13

จากรูป เส้นทางเดินทางของคลื่นจาก S ไปยัง A แล้วไป B นั้น เมื่อมาถึงจุด B จะมีคลื่นบางส่วนแตกตัวออก (Diffract) และเรียกคลื่นพวกนี้ว่า "Diffract wave" และเดินทางไปยัง receiver ตัวที่ 14 ตาม Huygen's Principle และ Fermat's Principle แต่จะมีแนวการเดินทางที่ไกลกว่าจากจุด B ไป R₁₃ ซึ่ง arrival time ที่บันทึกได้ที่ R₁₄ นี้ก็ไม่ได้อยู่บนเส้นตรงเดียวกันกับเส้นตรงของ R₄-R₁₃



Travel paths and corresponding travel time curve for seismic waves that are refracted and diffracted in a structure with a horizontal plane refractor that is offset along a vertical surface such as a fault. There are no arrivals of refracted waves between the receiver R₁₃ and point F. Instead, the diffraction arrivals from point B appear. The time-distance curve of the refracted wave is separated in two pieces by this gap, and the time difference (Δt) is caused by the offset (Δh). Notice that the offset in the travel time curve is not directly above the vertical offset of the refractor.

รูปที่ 4.19 Fermat's principle: the speed of light (wave) doesn't change with position

จากจุดกำเนิดคลื่น (S) จะมีคลื่นส่วนหนึ่งเดินทางมาตามแนว S ไปจุด A และไปจุด C ซึ่งอยู่บน Refractor ตัวเดียวกัน แต่ถูกเลื่อนลงมาเนื่องจากการเคลื่อนที่ของรอยเลื่อนที่จุด C นี้ ก็จะมีคลื่นส่วนหนึ่งเดินทางไปตามแนว Refractor ด้วยความเร็ว V_2 เช่นกัน และจะหักเหกลับไป Receiver ตัวที่ R₁₅ ถึง R₂₄ ต่อไป

จะเห็นได้ว่าช่วงระยะระหว่าง R_{13} ถึงจุด F ในรูป จะเป็นช่วงที่ไม่สามารถ Plot รวมในกลุ่มของเส้นตรงที่เกิดจาก R_4 ถึง R_{13} และในกลุ่มของเส้นตรงที่เกิดจาก R_{15} ถึง R_{24} ได้เช่นกัน ซึ่งปรากฏการณ์นี้จะเป็นตัวบ่งบอกว่ามีรอยเลื่อนอยู่ในแนวสำรวจ

จากรูปจะพบว่าเส้นตรงที่ plot ได้ทั้งสองเส้นจะมีการวางตัวขนานกัน และห่างกันอยู่เท่ากับ Δt ซึ่งเป็นเวลาที่คลื่นใช้เดินทางเพิ่มมากขึ้นจาก Refractor ที่เลื่อนลงไปข้างล่างไปยัง Receiver ด้านบนนั่นเอง

ระยะเลื่อนที่ห่างกันนี้ในแนวตั้งจะมีค่าเป็น Δh ซึ่งคือผลต่างของ h_2 และ h_1 จากรูปโดยหาได้จาก

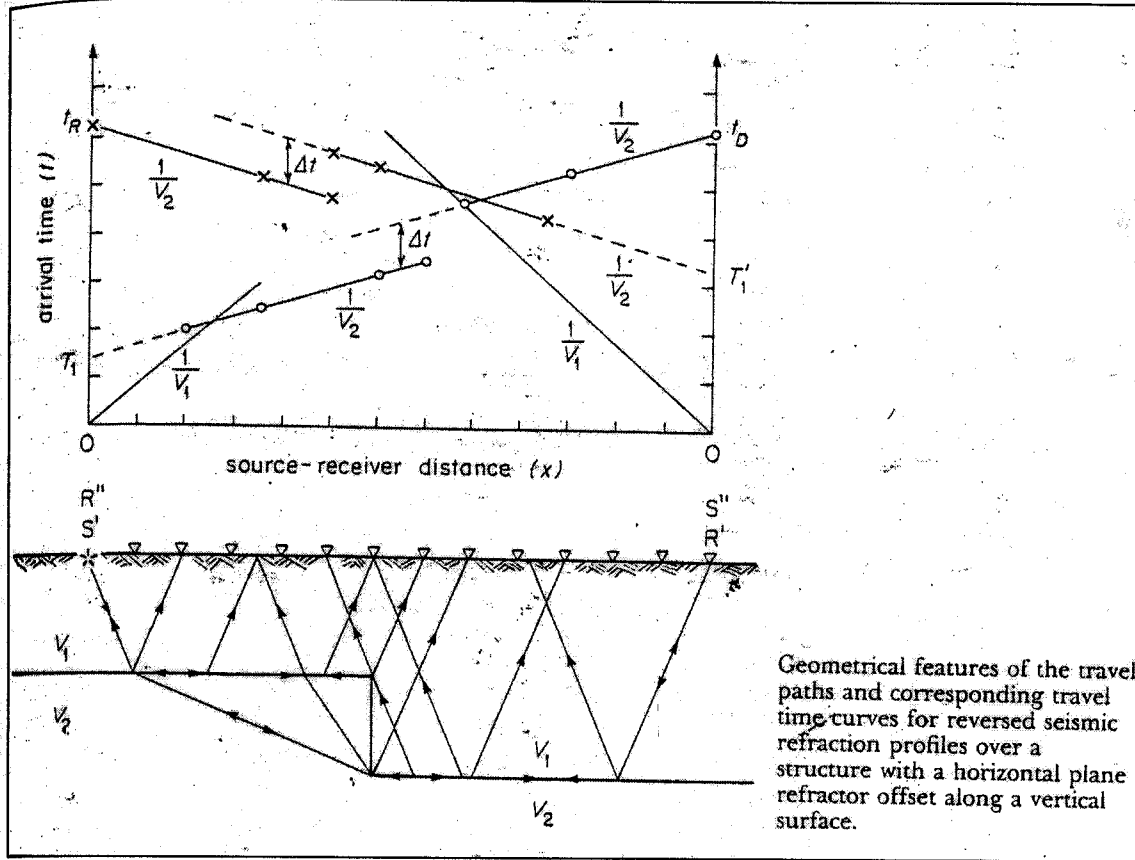
$$\Delta h = \frac{\Delta t V_1}{\cos i_{12}} = \frac{\Delta t V_1 V_2}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \quad 4.74$$

และผลต่างของระยะทางของรอยเลื่อนในแนวระดับ ตั้งแต่ตำแหน่งที่เกิดรอยเลื่อนจริง ๆ (Real position of fault) ไปถึงตำแหน่งรอยเลื่อนปรากฏใน T-X Curve (Apparent identification of fault) จะมีค่าเท่ากับ d ซึ่งหาได้จากสมการ

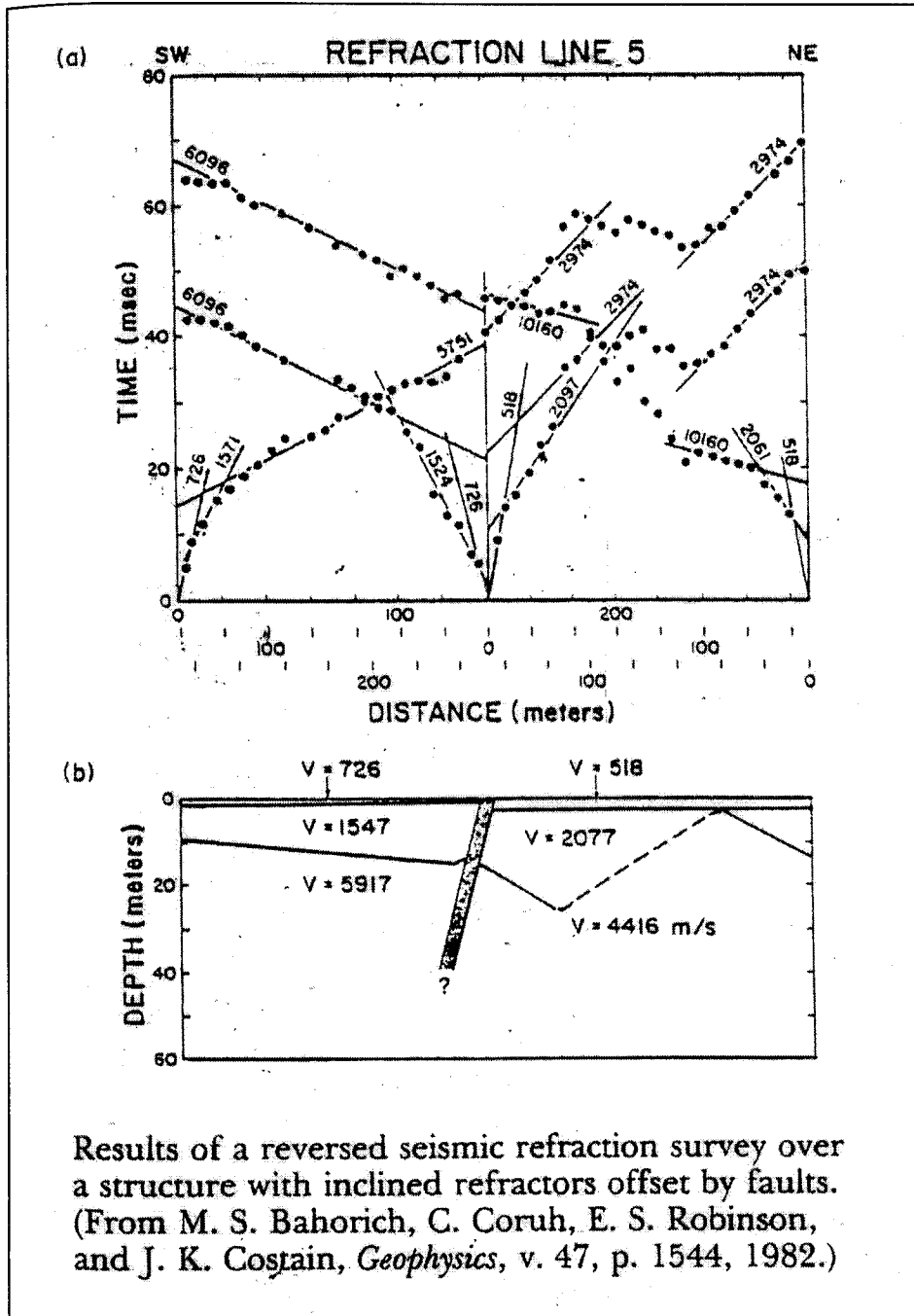
$$d = h_1 \tan i_{12} \quad 4.75$$

ถ้าเราทำการสำรวจแบบ Reversed Refraction Survey สมมติว่าผลที่ได้เป็นดังรูป 4.20 เราสามารถใช้สมการที่ 4.75 หา ระยะ d ได้เช่นเดียวกัน และจากรูปตัวอย่างเห็นว่า Δt จะมีค่าเท่ากันโดยตลอด แสดงถึงชั้น Refractor นี้อยู่ในแนวระดับด้วย แต่ถ้า Δt ที่ได้จากภูมิค่าไม่เท่ากันตลอด แสดงว่า Refractor นั้นมีการเอียงเทไปจากแนวระดับ ทำให้ Δt หรือ Offset time มีค่าไม่เท่ากันเมื่อทำ Reversed refraction survey ทั้งนี้ก็เนื่องจากสาเหตุดังที่กล่าวมาแล้วในการสำรวจกับ Dipping Refractor

รูปที่ 4.21 แสดงถึงการสำรวจแบบ Reversed refraction survey ที่ Refractor มีรอยเลื่อนและเอียงเทไปจากแนวระดับด้วย



รูปที่ 4.20 การหักเหของคลื่นเมื่อเกิดรอยเลื่อนหรือ Refractor มีความไม่ต่อเนื่องเกิดขึ้น

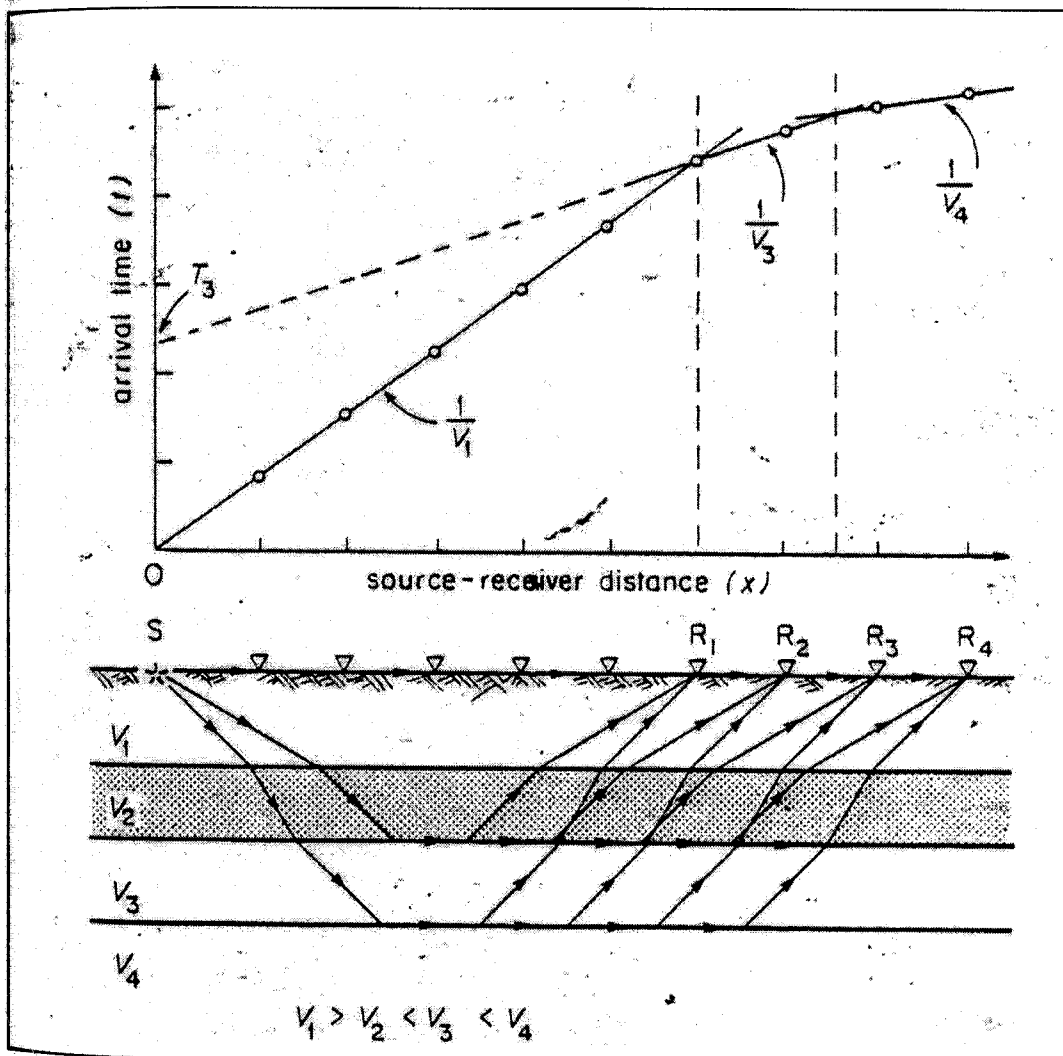


รูปที่ 4.21 ผลการสำรวจโดยใช้วิธี Reversed seismic refraction

4.18 ข้อจำกัดบางประการของการสำรวจโดยวิธีคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห

หากที่กล่าวมาแล้ว การสำรวจนี้ตั้งอยู่บนเงื่อนไขที่ว่า

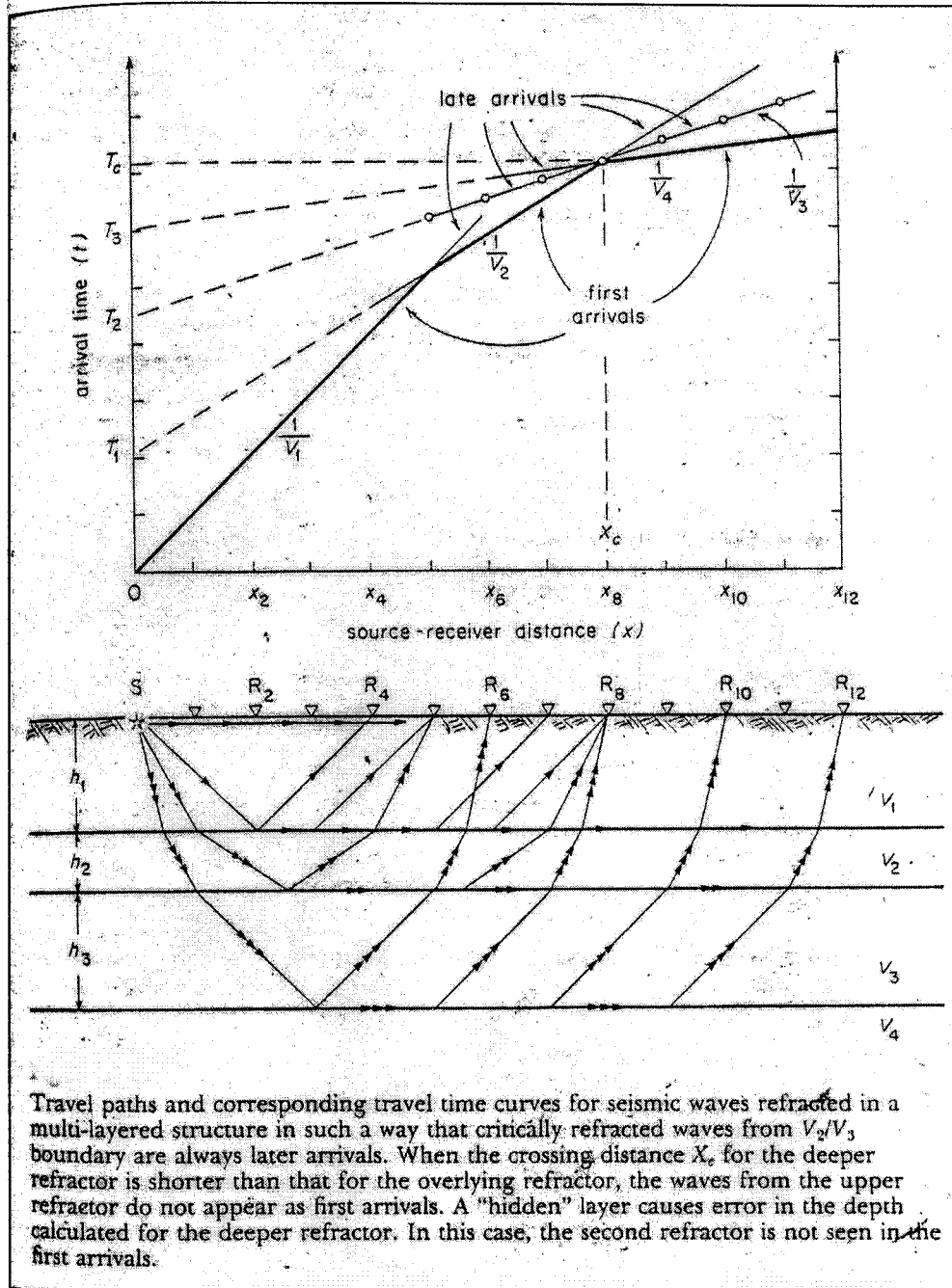
1. ความเร็วของคลื่นจะเพิ่มขึ้นตามความลึก หรือ $V_1 < V_2 < V_3 < \dots < V_{n+1}$
2. คลื่นหักเหที่เกิดจากมุมวิกฤตที่เกินทางไปตามแนว Refractor ใด ๆ จะสร้างคลื่นหักเหไปยัง receiver ที่ระยะทางหนึ่ง ๆ ห่างจากจุด source และคลื่นที่เดินทางมาถึงอันดับแรก (first arrival) จะถูกบันทึกและนำไปใช้ในการวิเคราะห์
3. ในบางครั้งการสำรวจอาจจะพบกับชั้นดินหรือหินที่มีความเร็วในการเดินทางของคลื่นต่ำมาก (Low velocity zone) ซึ่งอาจมีค่าต่ำกว่าชั้นดินหรือชั้นหินที่อยู่ด้านบน หรือด้านล่างมาก ๆ ซึ่งเรียกว่า "Blind zone" ดังแสดงในรูป 4.22



รูปที่ 4.22 การหักเหของคลื่นที่ทำให้เกิด Blind zones

จากรูป ชั้นหินที่มีความเร็ว V_2 นี้ คลื่นจะเดินทางผ่าน Refractor ลงไปและลงไปยัง Refractor ชั้นที่ 2 ที่เราไม่สามารถตรวจวัดค่า arrival time จากชั้นนี้ได้ ทั้งนี้เป็นเพราะว่า Direct wave ที่เดินทางมาด้วยความเร็ว V_1 เดินทางเร็วกว่า Refracted wave ที่เดินทางด้วยความเร็ว V_2 ซึ่งตัวรับที่ระยะใกล้ ๆ จึงรับ arrival time ได้แต่เฉพาะพวกที่เดินทางมาด้วยความเร็ว V_1 และหลังจากนั้นคลื่นที่เดินทางมาด้วยความเร็ว V_3 และ V_4 ก็จะแซงหน้าคลื่นที่เดินทางด้วยความเร็ว V_2 ไปตามลำดับ ทำให้คลื่นที่เดินทางมาด้วยความเร็ว V_2 เสมือนว่าไม่มีอยู่ เพราะสัญญาณที่เราวัดเราจะพิจารณาคลื่นที่เดินทางมาถึงยังตัวรับสัญญาณก่อน (First signal) และบันทึก First arrival time

เช่นเดียวกับตัวอย่างในรูปที่ 4.23 ซึ่งคลื่นหักเหวิกฤติ (Critically refracted waves) ที่มีความเร็ว V_3 ก็เดินทางมาถึงช้ากว่าพวกที่ความเร็ว V_2 และ V_4 ตามลำดับ ซึ่งปัญหาทำให้เราคำนวณระยะความลึกของ Refractor ที่ทำให้เกิดความเร็วคลื่น V_3 นี้ผิดไป ในบางครั้งอาจเกิดจากการที่ชั้นหินมีความหนาน้อยทำให้ Crossing distance สังเกตได้ยาก หรือไม่ชัดเจน และผลของปรากฏการณ์นี้ทำให้บางครั้งชั้นหินที่มีความเร็ว V_3 นี้ไม่ปรากฏใน T-X Curve หรือเป็นชั้นหินที่ถูกซ่อนอยู่ (Hidden Layer)



รูปที่ 4.23 การหักเหของคลื่นที่ทำให้เกิด Hidden layers

19 การแปลความหมายการสำรวจโดยคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหและการปรับแก้ค่าข้อมูล

เมื่อเราวางแผนในการสำรวจแบบใช้การหักเหของคลื่นไหวสะเทือน สิ่งแรกที่เราต้องพิจารณาคือ ความลึกของชั้นดิน หรือชั้นหินที่เราต้องการสำรวจซึ่งเราจะประมาณความลึกนี้ได้จากข้อมูลทางธรณีวิทยา การหยั่งธรณีหลุมเจาะ (Well logging) หรือข้อมูลจากหลุมเจาะในบริเวณใกล้เคียง เป็นต้น

ซึ่งโดยปกติเรามักจะวางแนว Geophone เป็นแนวยาวเป็นระยะหนึ่ง ซึ่งเรียกว่า "Spread" ซึ่งมักจะวางระยะ spread นี้เป็นระยะยาวประมาณ 4 เท่า ของความลึกที่เราต้องการสำรวจถึงและถ้าเราไม่มีข้อมูลการเอียงเทของชั้น Refractor เราก็ควรจะทำ การสำรวจแบบ Reversed refraction survey ไปด้วยเลย

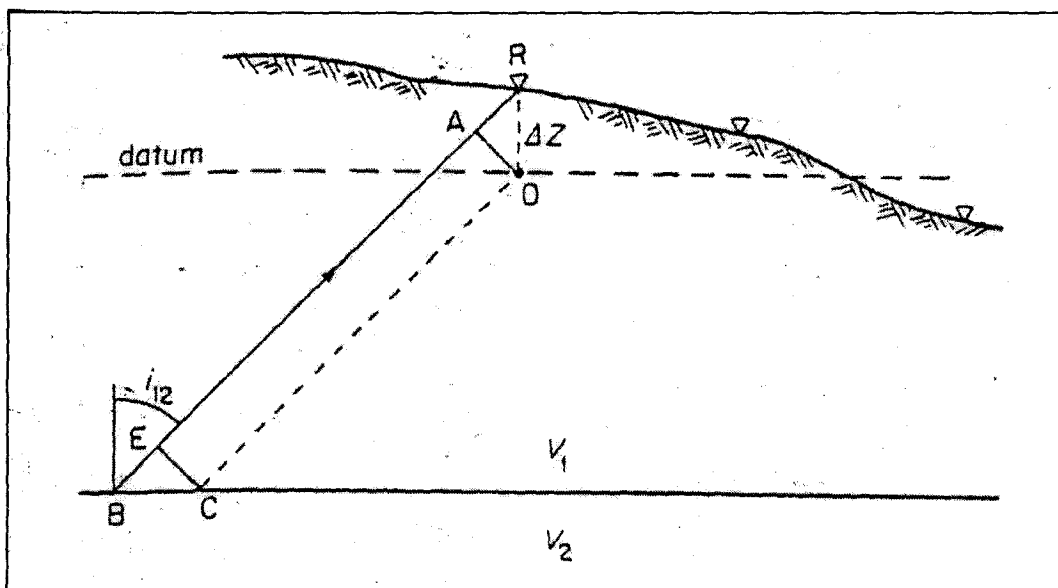
การแปลความหมายข้อมูลที่ได้จากการสำรวจโดยคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเหมีวิธีการดังนี้

1. Static Correction
2. Inspection of Travel Time Curves
3. The Plus-Minus Method
4. The Wavefront Method

1. Static Correction

การสำรวจที่ได้กล่าวมาจัดเป็นการสำรวจโดยมีสมมติฐานที่ว่า ทั้งตัวกำเนิดคลื่นและตัวรับสัญญาณ วางอยู่บนระนาบเดียวกันและมีระดับความสูงเท่ากันแต่ในธรรมชาติหรือทางปฏิบัติจริง ๆ ไม่ได้เป็นเช่นนั้น

การแก้ปัญหาดังกล่าวทำได้โดยสมมติระนาบอ้างอิง (Datum surface) ขึ้นมาซึ่งเป็นระดับความสูงเฉลี่ยของแต่ละ Geophones spread จากนั้นก็หาระดับที่ Geophone นั้นแตกต่างจากแนวระดับอ้างอิงนี้ในแนวตั้ง หรือ ΔZ ของ Geophone แต่ละตัว ดังรูป 4.24



รูปที่ 4.24 การปรับแก้ค่าระดับด้วยวิธี Static correction

จากรูป arrival time ที่เดินทางจาก refractor ไปยังจุด R และ D มีความแตกต่างกัน เท่ากับ Δt_s ซึ่งการทำ Static correction คือการปรับแก้ค่า Δt ดังกล่าว ซึ่งเกิดจากความแตกต่างของ arrival time ที่คลื่นเดินทางจากจุด B ไปยังจุด R ด้วยความเร็ว V_1 และ arrival time ที่คลื่นเดินทางจากจุด B ไปจุด C ด้วยความเร็ว V_2 ก่อนที่จะเดินทางหักเหไปยังจุด D บน datum surface นั้นเอง

โดยที่

$$\begin{aligned}\Delta t_s &= \frac{BR}{V_1} - \left(\frac{BC}{V_2} + \frac{CD}{V_1} \right) \\ &= \frac{BR - CD}{V_1} - \frac{BC}{V_2}\end{aligned}\quad 4.76$$

จากรูป

$$AR = \Delta Z \cos i_{12}$$

$$BE = BC \sin i_{12}$$

และ

$$BR = CD + \Delta Z \cos i_{12} + BC \sin i_{12}$$

และเพราะว่า

$$AD = CE$$

ดังนั้น

$$BC \cos i_{12} = \Delta Z \sin i_{12}$$

$$BC \sin i_{12} = \frac{\Delta Z}{\cos i_{12}} \sin^2 i_{12}$$

$$= \frac{\Delta Z}{\cos i_{12}} (1 - \cos^2 i_{12})$$

$$= \frac{\Delta Z}{\cos i_{12}} - \Delta Z \cos i_{12}$$

ซึ่งทำให้

$$BR - CD = \frac{\Delta Z}{\cos i_{12}}$$

แทนค่านี้ลงในสมการ 4.76

$$\Delta t_s = \frac{\Delta Z}{V_1 \cos i_{12}} - \frac{\Delta Z \tan i_{12}}{V_2}$$

และจากสมการ

$$V_2 = \frac{V_1}{\sin i_{12}}$$

และ

$$\cos^2 i_{12} = 1 - \sin^2 i_{12} \quad \text{ทำให้}$$

$$\Delta t_s = \frac{\Delta Z}{V_1} \cos i_{12} \quad 4.77$$

และถ้ามุม $i_{12} \approx 0$ ค่าของ $\cos i_{12} \approx 1$, หรือ $X \approx 0$ แล้ว ดังนั้น

$$\Delta t_s \cong \frac{\Delta Z}{V_1} \quad 4.78$$

2. Inspection of Travel Time Curves

ภายหลังจากการปรับแก้ค่า arrival time ด้วยการทำ Static correction ที่ Geophone แต่ละตัวแล้ว ซึ่งอาจเป็นไปได้ทั้งบวกเพิ่ม หรือหักเวลาออกจาก arrival time ที่วัดได้ นำ arrival time นั้นมา plot กับ ระยะทาง บน T-X Curves

จากนั้นก็พิจารณาการกระจายตัว หรือตำแหน่งของกลุ่มข้อมูล ถ้า arrival time มีการเรียงตัวกันเป็นแนวเส้นตรง ก็หมายความว่า Refractor นั้น ๆ ค่อนข้างราบเรียบ และวางตัวต่อเนื่องกันในแนวระดับ แต่ถ้าชุดข้อมูล arrival time มีการกระจายตัวกันมาก ก็อาจแปลความหมายได้ว่า Refractor นั้น มีการเอียงตัว หรือมีความไม่ต่อเนื่องอันเนื่องมาจากรอยเลื่อน หรือมีความขรุขระมากเป็นต้น จากนั้นก็คำนวณหาความหนาของชั้นหินต่าง ๆ มุมเอียงเทของ Refractor หรือตำแหน่งของรอยเลื่อนต่อไป

3. The Plus-Minus Method

ถ้าสมมติว่าชั้น Refractor ที่ทำการสำรวจมีลักษณะการวางตัวแบบขรุขระดังในรูป 4.25 เราจะใช้วิธีการ Plus-Minus Method หรือ ABC Method มาช่วยในการแปลความหมายข้อมูลในการสำรวจแบบ Reversed refraction survey จากรูป ถ้าทำ Direct refraction survey จุด A จะเป็นจุด source และจุด B และ C จะเป็น receiver และถ้ากลับด้านกันหรือทำ Reversed refraction survey จุด C จะเป็น source และจุด B, A จะเป็น receiver

จากคุณสมบัติ Reciprocity ทำให้

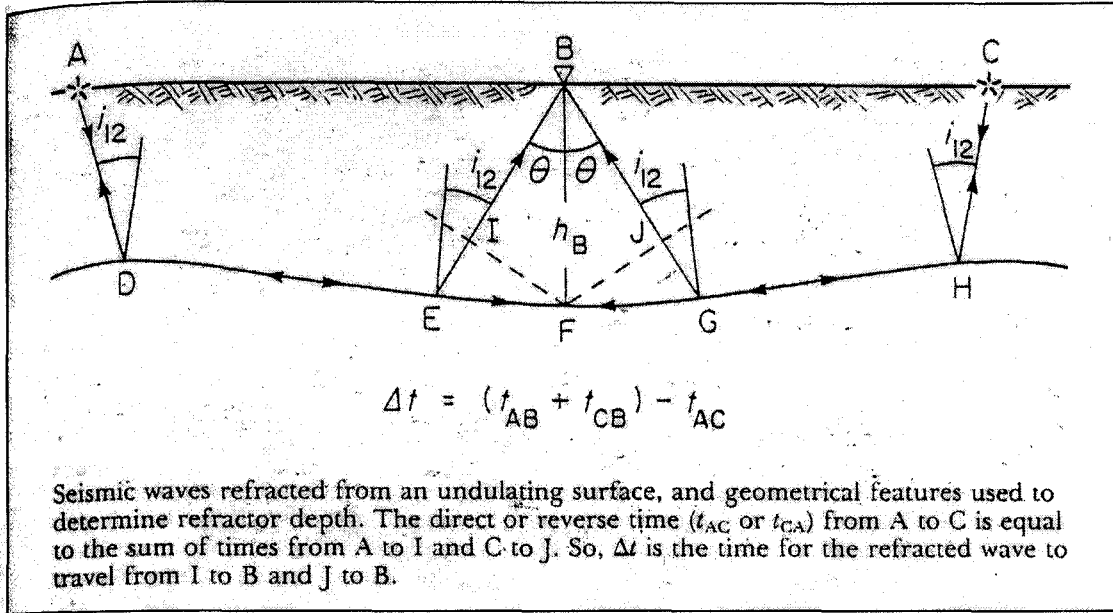
$$t_{AC} = t_{CA}$$

ถ้าพิจารณา

$$t_{AB} = t_{CB}$$

พบว่า

$$\Delta t = (t_{AB} + t_{CB}) - t_{AC}$$



รูปที่ 4.25 การหักเหของคลื่นบน Refractor ที่มีความขรุขระ

ซึ่งถ้าพิจารณาจากหน้าคลื่น (wavefront) Δt คือ เวลาที่คลื่นใช้เดินทางจาก I ไป B รวมกับจาก J ไป B และถ้ามุมเอียงของ Refractor มีขนาดเล็กมาก ความลึกของ Refractor ที่อยู่ข้างใต้จุด B จะเท่ากับ

$$h_B \cong \frac{BI + BJ}{2 \cos i_{12}}$$

และเพราะว่า

$$\Delta t = \frac{(BI + BJ)}{V_1} \quad \text{ดังนั้น}$$

$$h_B = \frac{\Delta t}{2} \frac{V_1}{\cos i_{12}}$$

และจากสมการ 4.4

$$\cos i_{12} = \left(\frac{V_2^2 - V_1^2}{V_2^2} \right)^{1/2}$$

ดังนั้น

$$h_B = \frac{\Delta t}{2} \frac{V_1 V_2}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \quad 4.79$$

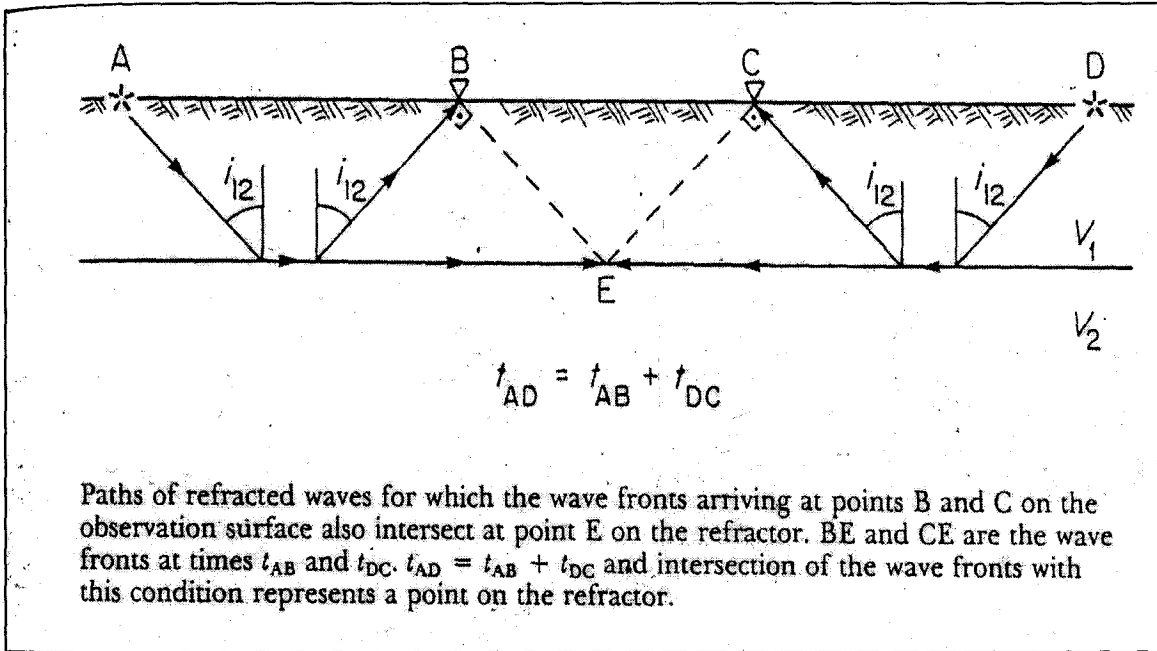
ด้วยวิธีการนี้ ทำให้เราสามารถประมาณความลึกของ Refractor ได้ Geophone แต่ละตัวได้ โดยเฉพาะกับ Refractor ที่ค่อนข้างขรุขระ ไม่เรียบและยังสามารถนำไปประยุกต์ใช้กับ Refractor ตัวอื่นๆ ในระดับที่ลึกกว่าลงไปได้อีกด้วยภายหลังจากข้อมูล Travel Time ได้รับการปรับแก้ค่าทาง Static correction แล้ว

4. The Wavefront Method

เป็นวิธีในยุคต้น ๆ ของการแปลความหมายโดยวิธีการใช้คลื่นหักเหดังตัวอย่างในรูป 4.26 จุด A และ D เป็น source ขณะที่จุด B และ C เป็น receiver พบว่า

$$t_{AD} = t_{AB} + t_{DC}$$

ทั้งนี้เนื่องจากหน้าคลื่น ที่จุด B และ C จะตัดกันที่จุด E บน Refractor พอดี



รูปที่ 4.26 การหักเหของคลื่นบน Refractor

และถ้าสมมติว่า Refractor มีการวางตัวเป็นระนาบเอียงดังในรูป 4.27 ซึ่งมีข้อมูลของเวลาที่ใช้ในการเดินทางมาถึงตัวรับอันดับแรก (first arrival time) ของคลื่นหักเหวิกฤติ (critically refracted waves) นำมา plot กับ ระยะทางดังแสดงในรูป ซึ่งเป็นการสำรวจแบบ Reversed refraction survey และถ้าให้ t_{BC} เป็นเวลาที่คลื่นใช้ในการเดินทางมาถึงตัวรับที่ระยะทาง B_3 (แบบ Down-dip direction)

จากรูป เราจะได้ Apparent V_d และ V_u จากส่วนกลับของ slope และเราจะหามุมของหน้าคลื่นที่ทำกับแนวระดับ ที่จุด B_3 หรือ i_{1d} กับที่จุด C_3 หรือ i_{1u} ได้จาก

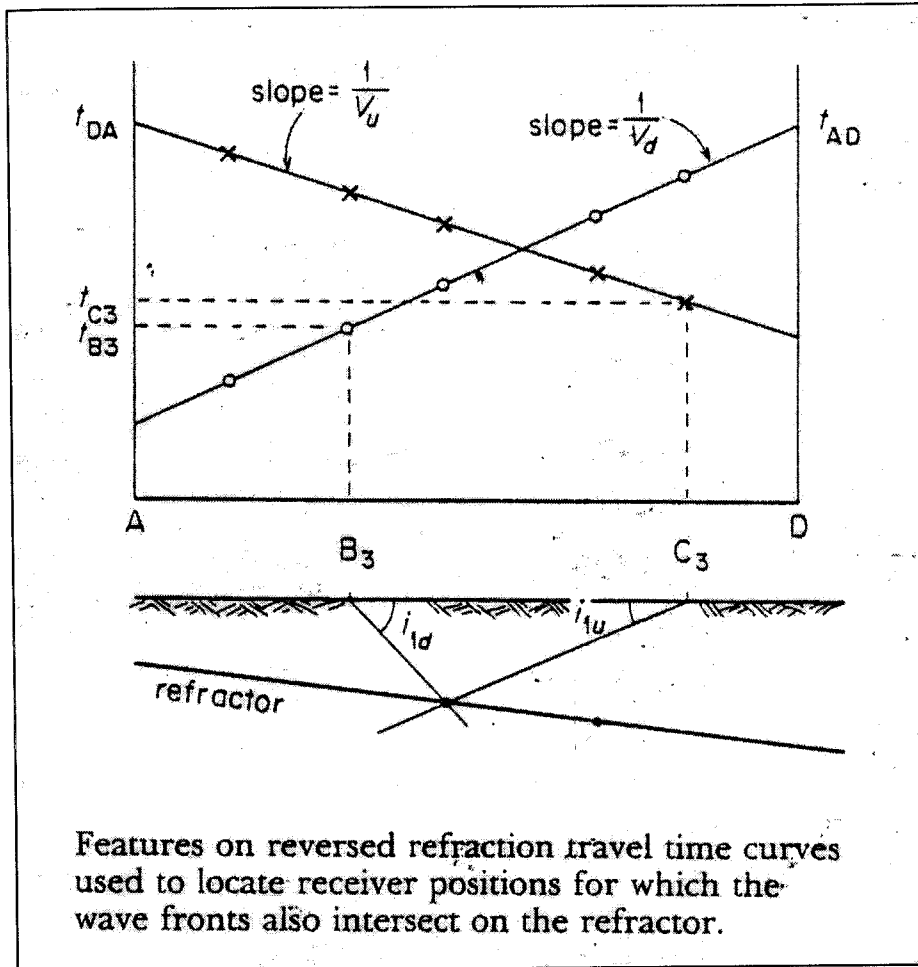
ที่จุด B_3

$$\sin i_{1d} = \frac{V_1}{V_d}$$

ดังนั้น

$$i_{1d} = \arcsin \frac{V_1}{V_d}$$

4.80



รูปที่ 4.27 การหักเหของคลื่นที่เกิดจาก Refractor ที่มีการวางตัวเอียง

ที่จุด C_3

$$\sin i_{1u} = \frac{V_1}{V_u}$$

ดังนั้น

$$i_{1u} = \arcsin \frac{V_1}{V_u}$$

4.81

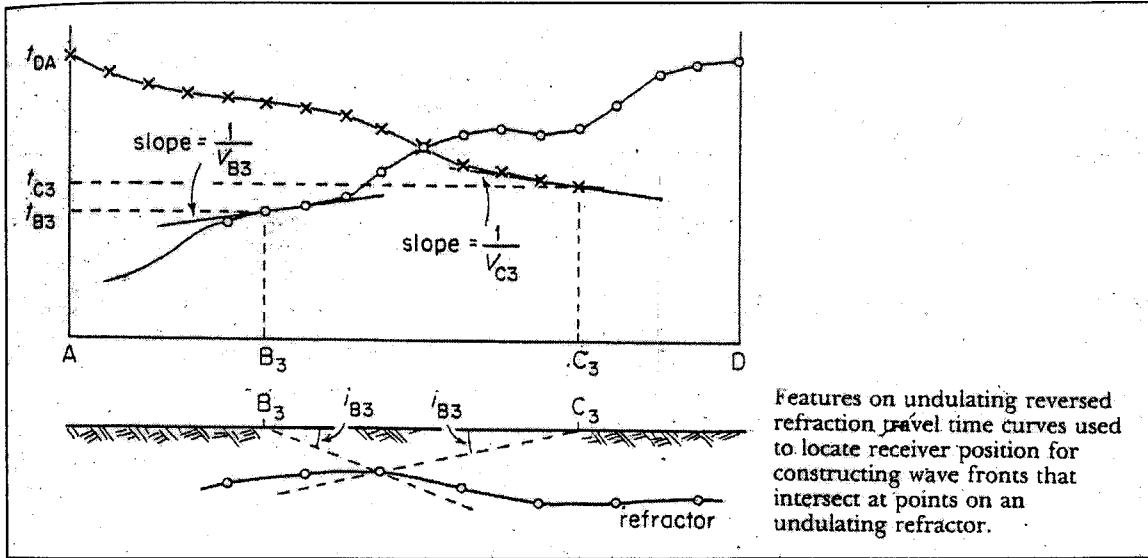
Note: กำหนดจุด B_3 และ C_3 ขึ้นมาเองก่อน แล้วลากเส้นตรงผ่านจุดสองจุดนี้ แล้วหาส่วนกลับของ slope ที่ลากผ่านทั้งสองจุดนี้ เพื่อเป็น V_{1d} และ V_{1u}

ถ้าเราลากเส้นตรงของหน้าคลื่นจากจุด B_3 และ C_3 มาตัดกัน ก็จะเป็นตำแหน่งหนึ่งบน Refractor เราสามารถประยุกต์วิธีการนี้ในการหาจุด (ตำแหน่ง) ของ Refractor ได้มากมายโดยการกำหนดคู่ใหม่ เช่น B_4 และ C_4 หรือ B_5 และ C_5 จนถึง B_n และ C_n ก็จะทำให้เรามีจุดมากมายที่แสดงถึงตำแหน่งบน Refractor ถ้าเราต่อเชื่อมจุดต่าง ๆ เหล่านี้เข้าด้วยกัน เราก็จะได้แนวของ Refractor ขึ้นมาได้

แต่สภาพในธรรมชาติ Refractor อาจวางตัวไม่ราบเรียบเหมือนดังแสดงในรูป 4.28 การพิจารณาที่จะกระทำคล้าย ๆ กับแบบแรก เพียงแต่เราจะไม่ลากเส้นตรงเพื่อต่อจุด arrival time เพียงแต่ลากเส้นเชื่อมต่อดจุดเหล่านี้แทน

จากนั้นก็หาข้อมูลที่เราสนใจจากทั้ง Down-dip และ Up-dip direction เช่น สมมติเป็นจุด B₃ ซึ่งมี arrival time เป็น t_{B3} และจุด C₃ ซึ่งมี arrival time เป็น t_{C3} ตามลำดับ

ที่จุด B₃ และ C₃ พยายามเขียนเส้นตรงจากจุดของ arrival time ใกล้เคียง ๆ กับข้อมูลดังกล่าว ดังแสดงในรูป 4.28 เราก็จะได้ Apparent V_d และ V_u ตามลำดับ ซึ่งก็คือ V_{B3} และ V_{C3} หรือส่วนกลับของ slope นั้นเอง



รูปที่ 4.28 การหักเหของคลื่นที่เกิดจาก Refractor ที่มีการวางตัวไม่เรียบ

จากนั้นเราจะหามุมที่หน้าคลื่นกระทำกับแนวระดับที่จุด B₃ และ C₃ ตามลำดับได้จาก

ที่จุด B₃

$$\sin i_{B3} = \frac{V_1}{V_{B3}}$$

หรือ

$$i_{B3} = \arcsin \frac{V_1}{V_{B3}} \quad 4.82$$

ที่จุด C₃

$$\sin i_{C3} = \frac{V_1}{V_{C3}}$$

หรือ

$$i_{C3} = \arcsin \frac{V_1}{V_{C3}} \quad 4.83$$

จากนั้นที่จุด B₃ และ C₃ เราก็ลากหน้าคลื่นที่ทำมุม i_{B3} กับ i_{C3} ตามลำดับลงมาตัดกัน ซึ่งจุดตัดที่ได้ก็จะเป็นจุดหนึ่งบน Refractor จากนั้นเราก็จับคู่อื่น ๆ อีก และทำแบบเดียวกันกับที่ได้กล่าวมาแล้วในแบบระนาบเอียงราบเรียบ เราก็จะได้แนวของการวางตัวของ Refractor ในที่สุด

1.20 การประยุกต์ใช้การสำรวจโดยคลื่นไหวสะเทือนแบบหักเห

การประยุกต์ใช้งานสำรวจโดยวิธีคลื่นหักเหแบบนี้มักจะใช้ในงานสำรวจระดับตื้น (Shallow subsurface survey) และมักจะเกี่ยวข้องกับงานทางด้านวิศวกรรมธรณี เช่น การสำรวจโครงสร้างทางธรณีวิทยาในระดับตื้น ๆ (Shallow structures) การสำรวจบริเวณที่จะก่อสร้าง (Construction site) หรือการทำถนน (Highway routes) เป็นต้น

ส่วนในด้านการสำรวจหาปิโตรเลียม ในยุคแรก ๆ ก็ใช้วิธีการสำรวจแบบนี้ในการหาโดมเกลือ (Salt domes) ที่คาดว่าจะเป็แหล่งกักเก็บปิโตรเลียมหรือโครงสร้างประทุนคว่ำ (Anticlines) หรือโดม (Domes) เช่นกัน

Chapter 5 การสำรวจวัดคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อน (Reflection Methods)

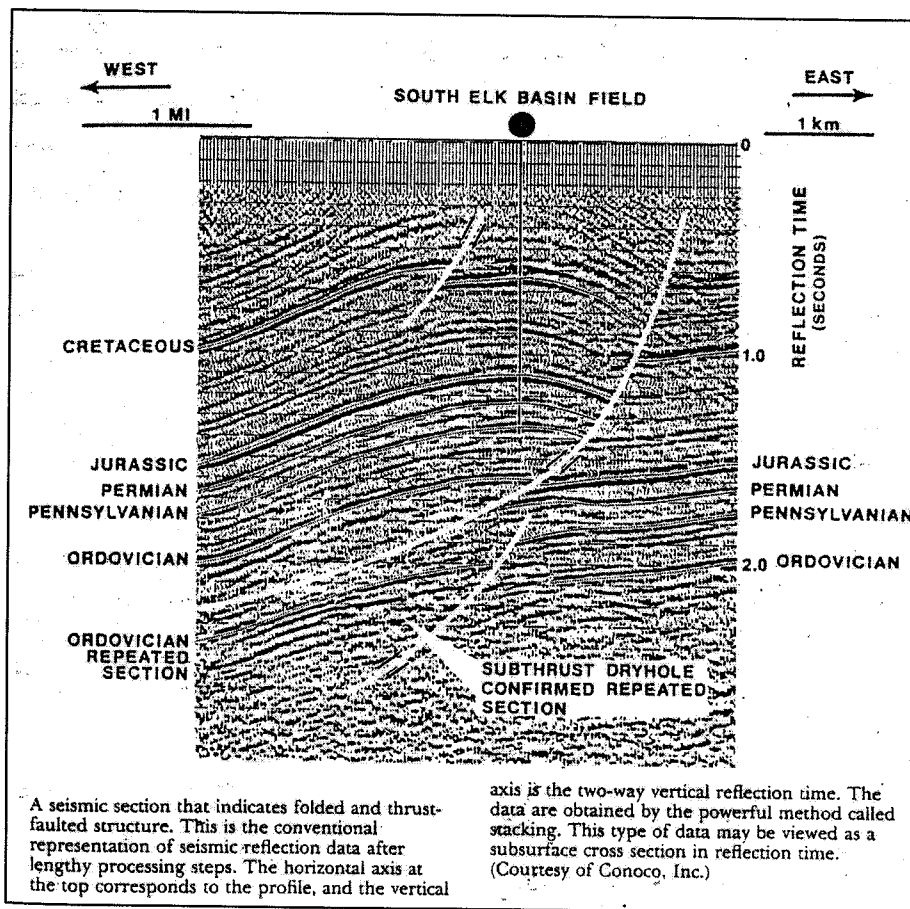
- 5.1 ประวัติความเป็นมา
- 5.2 การสะท้อนจากหินชั้นเดียวที่วางตัวอยู่ในแนวระดับ
(Reflection from a Single Horizontal Surface)
- 5.3 กราฟแสดงเวลาและระยะทางที่คลื่นสะท้อนใช้ในการเดินทาง
(The Reflection Travel time curve)
- 5.4 เวลาที่ใช้ในการเดินทางมาถึงตัวรับของคลื่นสะท้อน
(Reflection arrival time)
- 5.5 Normal Move Out (NMO)
- 5.6 การวัดความเร็วของคลื่นสะท้อนและความลึกของ Reflector
- 5.7 การคำนวณค่าความเร็วของคลื่นสะท้อน
- 5.8 ขั้นตอนการแปลความหมายของ Seimogram และ
Travel Time Distance Curve
- 5.9 การสะท้อนของคลื่นจากพื้นผิวที่มีการเอียงเท
(Reflection from a Slopping Surface)
- 5.10 แนวการเดินทางของคลื่นสะท้อน (Path of Reflected Waves)
- 5.11 เวลาที่คลื่นสะท้อนใช้ในการเดินทาง (Reflection Travel Time)
- 5.12 ความลึกของ Reflector และมุมของการเอียงเท
(Reflector Depth and Dip)
- 5.13 วิธีการหาตำแหน่งของ Reflector โดยใช้คลื่นสะท้อน
- 5.14 การคำนวณหาความเร็วของคลื่น
- 5.15 การสะท้อนของคลื่นในชั้นหินหลาย ๆ ชั้น
(Reflected Waves in a Multilayered Structure)
- 5.16 Root-Mean-Square (RMS) Velocity
- 5.17 การหาความหนาของชั้นหินและความเร็วของคลื่น
(Layer thickness and Velocity)
- 5.18 ความลึกของ Reflector (Reflector depth)
- 5.19 การสะท้อนของคลื่นแบบกลับไปกลับมา
(Multiple Reflected Waves)
- 5.20 คลื่นยอย (Diffracted Waves)
- 5.21 Multifold Reflections

5.1 ประวัติความเป็นมา

การสำรวจ Seismics Reflection เริ่มขึ้นในปี ค.ศ. 1921 โดย J.C. Karcher ใน Oklahoma, U.S.A. และได้รับความนิยมเพิ่มขึ้นเรื่อย ๆ เนื่องจากสามารถสำรวจได้ระยะลึกมากกว่าแบบ Refraction และใช้ความยาวในการวางแนว Geophone สั้นกว่ามาก และยังสามารถแก้ปัญหาของการเกิด "Blind zone" ได้เนื่องจาก Low velocity Layer สามารถถูกตรวจพบได้ โดยอาศัยคุณสมบัติ "Acoustic impedance" หรือ ผลคูณระหว่างความหนาแน่นของหิน (ρ) กับความเร็ว (V) ซึ่งจะมีค่าไม่เท่ากันในแต่ละชั้นหินและคลื่นจะสะท้อนกลับที่ Boundary ก็เนื่องจากคุณสมบัติข้อนี้ โดยไม่จำเป็นว่าชั้นหินด้านล่างหรือด้านบน จะมีความเร็ว มากกว่า หรือ น้อยกว่ากัน

แต่ข้อด้อยของการใช้ Seismic reflection คือการที่คลื่นสะท้อน (Reflected Wave) จะเดินทางมาถึง receiver ช้ากว่าคลื่นชนิดอื่น ๆ จนบางครั้งไม่สามารถตรวจวัดได้หรือบางครั้งก็เกิดการซ้อนทับกัน (Overlapping) กับคลื่นชนิดอื่น ๆ ทำให้แยกแยะได้ลำบาก แต่จากการพัฒนาในปัจจุบัน คอมพิวเตอร์ถูกนำมาใช้ในการแก้ปัญหาดังกล่าวรวมไปถึงวิธีการจัดการกับข้อมูลที่ได้มา (Data processing) ก็ทำให้ปัจจุบันปัญหาเหล่านี้ก็น้อยลงหรือหมดไปได้

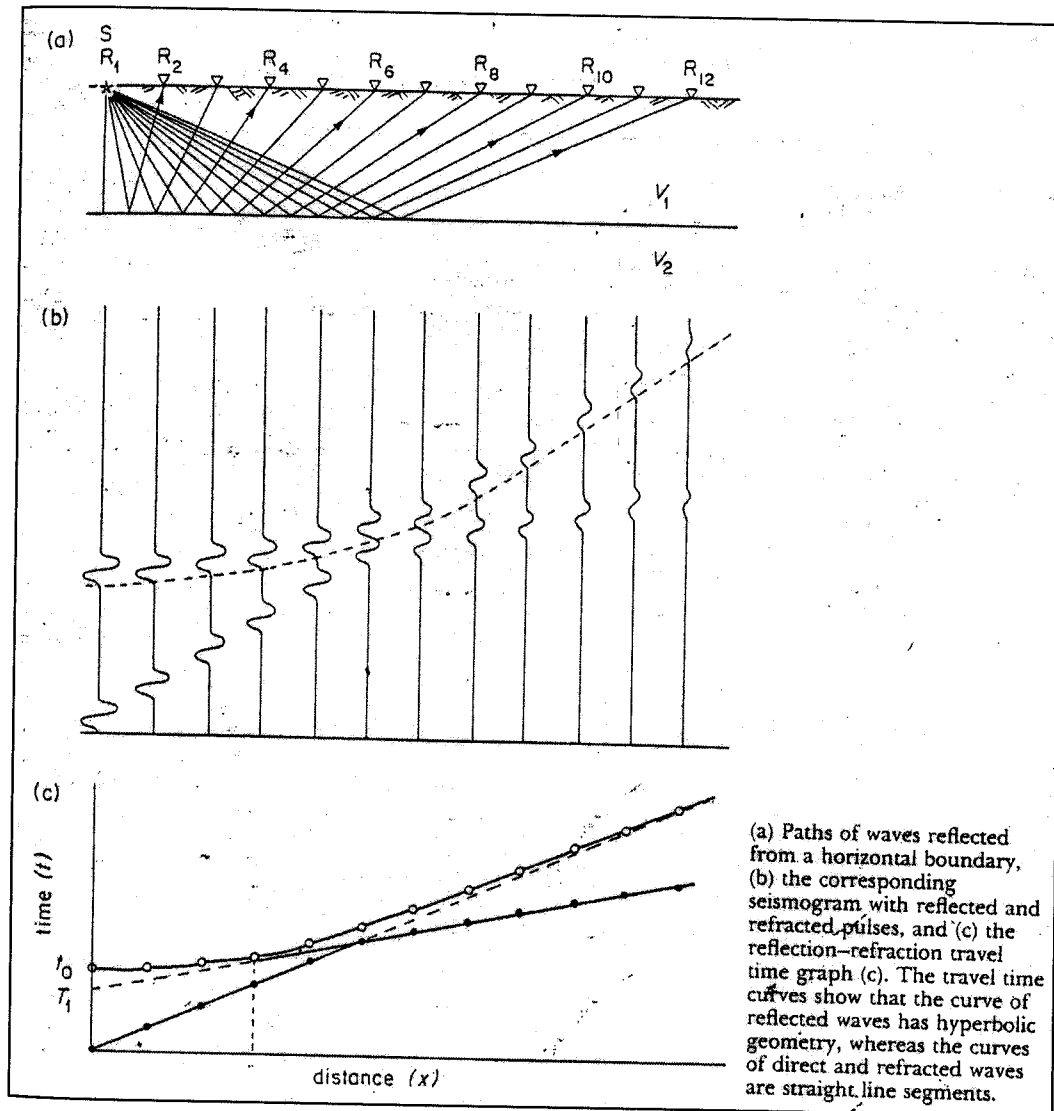
การแสดงผลการสำรวจจะแสดงในรูปของภาพตัดขวางของคลื่นไหวสะเทือน (seismic section) ดังรูป 5.1 ซึ่งแสดงระยะทางในแนวระดับ (distance) เป็นกิโลเมตร หรือ ไมล์ และในแนวตั้งเป็น เวลา (time) ในหน่วย วินาที (second) หรือ ส่วนพันวินาที (millisecond)



รูปที่ 5.1 ภาพตัดขวางของคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนกลับ

5.2 การสะท้อนจากหินชั้นเดียวที่วางตัวอยู่ในแนวระดับ (Reflection from a Single Horizontal Surface)

ณ ตอนนี สมมติว่าเรากำลังศึกษาชั้นหินที่วางตัวอยู่ในแนวระดับ โดยมีความเร็วของคลื่นที่เดินทางผ่านเป็น V_1 และชั้นหินนี้มีความหนาเป็น h_1 และชั้นหินด้านล่างมีความเร็วของคลื่นที่เดินทางผ่านเป็น V_2 โดยจะเรียกขอบเขต หรือรอยต่อระหว่างชั้นหิน (boundary) ว่าเป็นตัวสะท้อน หรือแนวสะท้อน (Reflector) (รูปที่ 5.2)



รูปที่ 5.2 การสะท้อนของคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนกลับที่แนวสะท้อนคลื่นมายังตัวรับสัญญาณ ณ ตำแหน่งต่าง ๆ บนผิวดิน

5.3 กราฟแสดงเวลาและระยะทางที่คลื่นสะท้อนใช้ในการเดินทาง (The Reflection Travel time curve)

หลักการในการศึกษาการเดินทางของคลื่นสะท้อนก็คล้ายกับคลื่นหักเหโดยมีการวัดเวลาที่คลื่นสะท้อนใช้ในการเดินทางลงไปยัง Reflector และสะท้อนกลับมาที่ตัวรับสัญญาณ (geophone) เทียบกับระยะทางที่ Geophone นั้น ๆ ห่างจากจุดกำเนิดคลื่น ดังแสดงในรูปที่ 5.2 จากรูป ที่ตัวรับที่ 4 (R_4) จะเป็นระยะที่คลื่นหักเหและคลื่นสะท้อนเดินทางมาทันกันพอดี (Critical distance)

จากรูปที่ 5.2 พบว่า

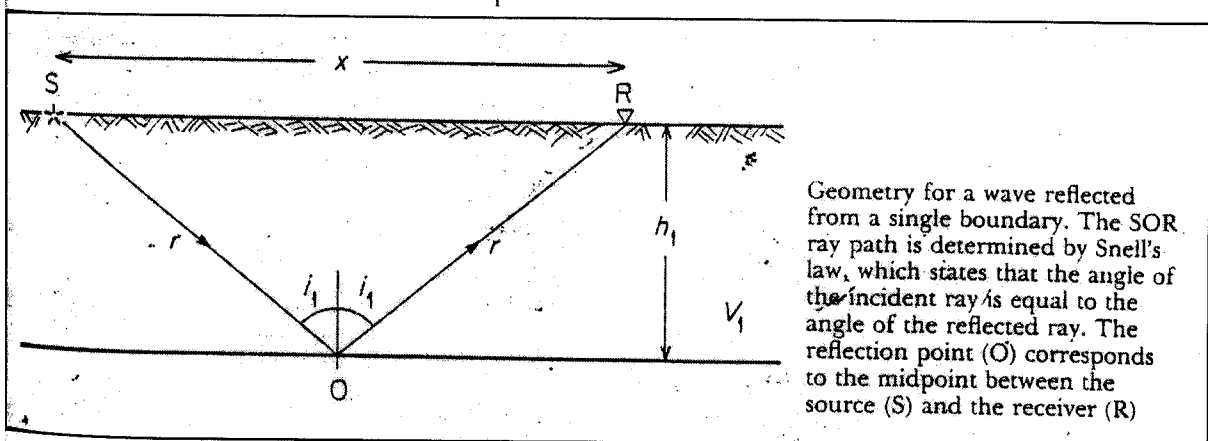
1. คลื่นสะท้อนมีลักษณะการจัดเรียงตัวของข้อมูลเป็นเส้นโค้งบน seismogram ซึ่งต่างจาก direct และ refracted wave ที่ได้เป็นเส้นตรง
2. คลื่นสะท้อนเดินทางไปยังตัวรับทุกตัว รวมทั้ง R_1 ซึ่งเป็นจุดกำเนิดด้วย
3. ข้อมูลของคลื่นสะท้อนจะสัมผัสกับข้อมูลของคลื่นหักเหที่ระยะ Critical distance
4. ข้อมูลของคลื่นสะท้อนจะอยู่เหนือของ Direct และ refracted wave

5.4 เวลาที่ใช้ในการเดินทางมาถึงตัวรับของคลื่นสะท้อน (Reflection arrival time)

แนวการเดินทางของคลื่นสะท้อนที่เดินทางจากแหล่งกำเนิดคลื่น (S) ไปยังตัวรับ (R) แสดงดังรูปที่ 5.3 จากรูป มุมตกกระทบและมุมสะท้อนของคลื่นที่ค่าเท่ากัน ทำให้คลื่นเดินทางจากแหล่งกำเนิดไปยังตัวสะท้อน เป็นระยะทางเท่ากับระยะทางที่คลื่นเดินทางตัวสะท้อนกลับไปยังตัวรับ ($2r$) คือ

$$t_x = \frac{2r}{V_1}$$

5.1



รูปที่ 5.3 ความสัมพันธ์ระหว่างระยะทางของการสะท้อนของคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนกลับกับเวลาที่คลื่นใช้ในการเดินทาง

และเพราะว่า

$$r = \sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + h_1^2} \quad 5.2$$

เมื่อ x = ระยะจาก S ถึง R
 h_1 = ความลึกของ reflector

ดังนั้น

$$t_x = 2\sqrt{\frac{((x^2/4) + h_1^2)}{V_1^2}} \quad 5.3$$

ถ้ายกกำลังสองทั้งสองข้าง

$$t_x^2 = \frac{x^2}{V_1^2} + \frac{4h_1^2}{V_1^2}$$

ถ้าหารตลอดด้วย $4h_1^2$ และจัดรูปสมการใหม่ จะได้ว่า

$$\frac{t_x^2}{4h_1^2/V_1^2} - \frac{x^2}{4h_1^2} = 1 \quad 5.4$$

และเพราะว่า h_1 กับ V_1 เป็นค่าคงที่ เนื่องจากคุณสมบัติของโครงสร้างและสมการนี้เป็น สมการ Hyperbola ที่มีการสมมาตรกันที่ $X=0$ และจากรูปที่ 5.4 พบว่า t_x แปรผันไปตามระยะทาง x บนเส้นโค้งของ Hyperbola curve ถ้าตัวกำเนิดคลื่น และตัวรับตั้งอยู่ ณ ตำแหน่งเดียวกัน ($x=0$) สมการ 5.3 จะลดรูปลงเหลือ

$$t_o = \frac{2h_1}{V_1} \quad 5.5$$

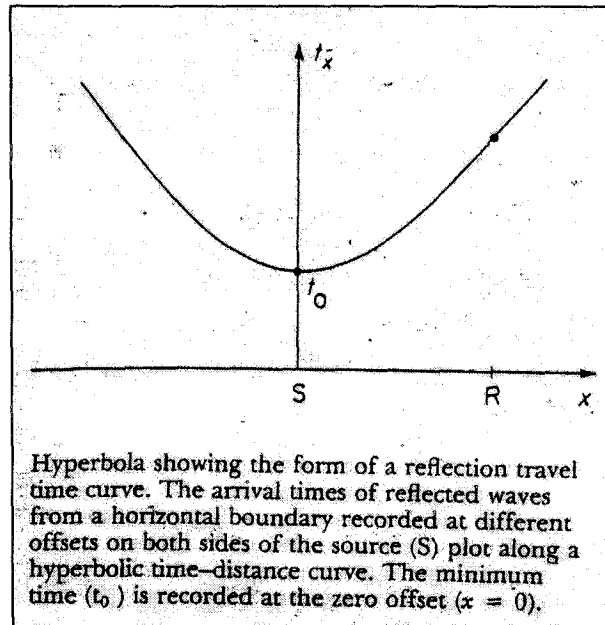
เมื่อ t_o = Zero-offset time

ซึ่ง t_o คือเวลาที่คลื่นใช้เดินทางไป-กลับ ในแนว Vertical นั้นเอง

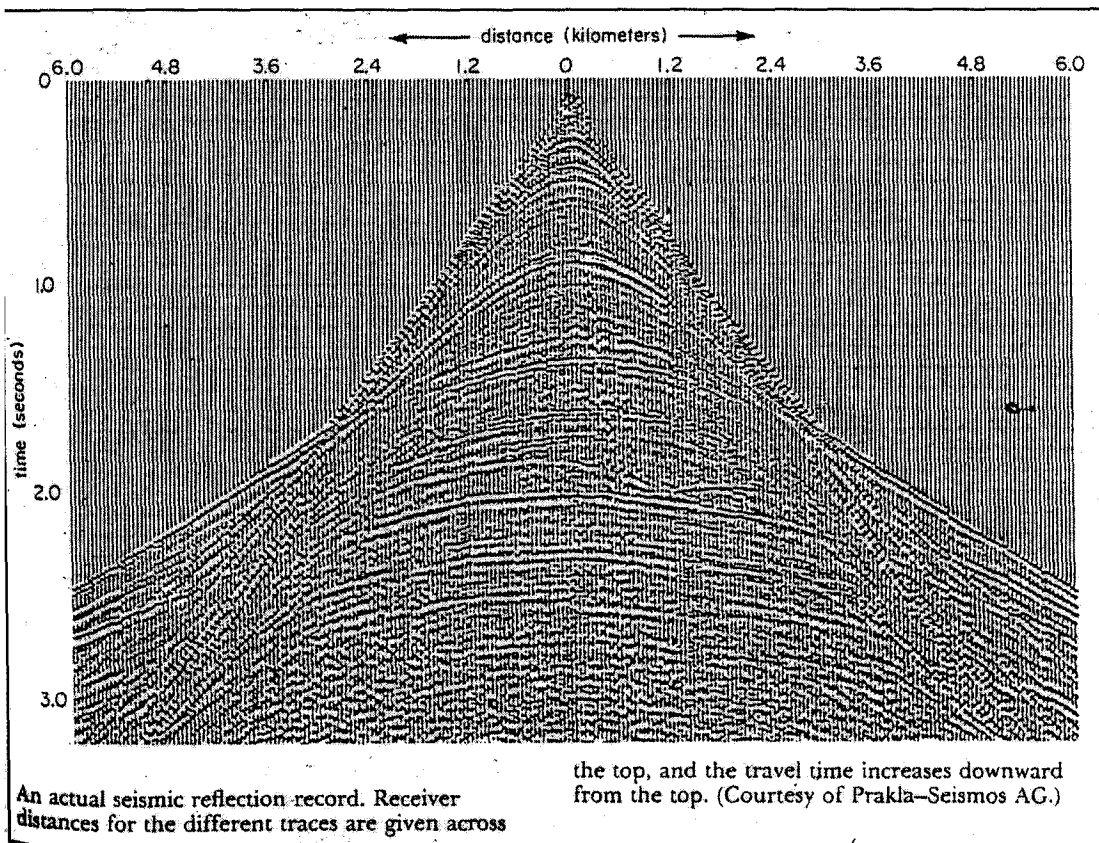
ดังนั้น ถ้าแทนค่า h_1 และ V_1 ในรูปของ t_o ลงไปในสมการ 5.4 จะได้ว่า

$$\frac{t_x^2}{t_o^2} - \frac{x^2}{t_o^2 V_1^2} = 1 \quad 5.6$$

ซึ่งเป็นสมการของ Hyperbola เช่นเดียวกัน ตัวอย่างเช่น ถ้ามี seismogram แสดงคุณสมบัติของ Geophone จำนวน 120 ตัว ดังรูปที่ 5.5 พบว่าจะมีการแสดงลักษณะของ Hyperbola pattern ซึ่งมีตัวกำเนิดคลื่นอยู่ตรงกลาง



รูปที่ 5.4 กราฟ Hyperbola ที่แสดงเวลาที่คลื่นใช้ในการสะท้อนที่ตัวสะท้อนคลื่น

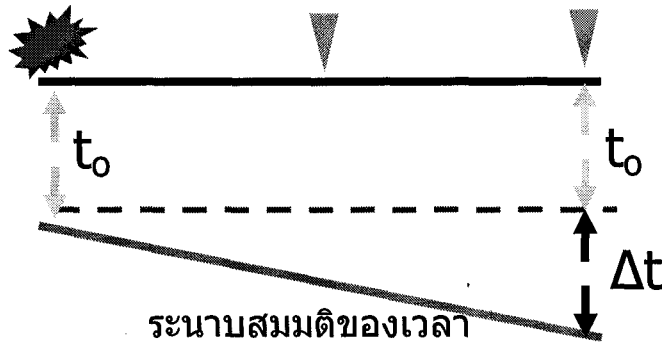


รูปที่ 5.5 seismogram แสดงแถบสัญญาณของ Geophone จำนวน 120 ตัว แสดงลักษณะของ Hyperbola pattern ซึ่งมีตัวกำเนิดคลื่นอยู่ตรงกลาง

5.5 Normal Move Out (NMO)

โดยปกติ เวลาที่คลื่นใช้เดินทางจากต้นกำเนิดไปยังจุด หรือตัวรับสัญญาณใด ๆ ดังแสดงในรูปที่ 5.6 จะอยู่ในรูปของ

$$t_x = t_o + \Delta t$$



รูปที่ 5.6 แสดงเวลาที่คลื่นใช้ในการเดินทางที่ระยะต่าง ๆ กันห่างจากจุดกำเนิดคลื่น

โดยที่ Δt คือเวลาที่เพิ่มขึ้นจาก t_o ที่คลื่นใช้เดินทางไปยังตัวรับใด ๆ เป็นระยะ X ห่างจากแหล่งกำเนิดคลื่น และ Δt นี้เรียกว่า "Normal Move Out" (NMO) time

จากความสัมพันธ์ของสมการ 5.3 และ 5.5 พบว่า

$$t_x = \sqrt{t_o^2 + (X^2 / V_1^2)} = t_o \sqrt{1 + (X^2 / t_o^2 V_1^2)} \quad 5.7$$

และ Normal move out time, Δt หาได้จาก

$$\Delta t = \sqrt{t_o^2 + (X^2 / V_1^2)} - t_o \quad 5.8$$

ถ้าให้
$$a = \frac{X}{t_o V_1}$$

ดังนั้น
$$t_x = t_o \sqrt{1 + a^2}$$

ถ้าเขียนให้อยู่ในรูปของ binomial expansion series

$$t_x = t_o (1 + \frac{1}{2} a^2 + \dots)$$

หรือ
$$t_x = t_o (1 + \frac{X^2}{2t_o^2 V_1^2} + \dots) \quad 5.9$$

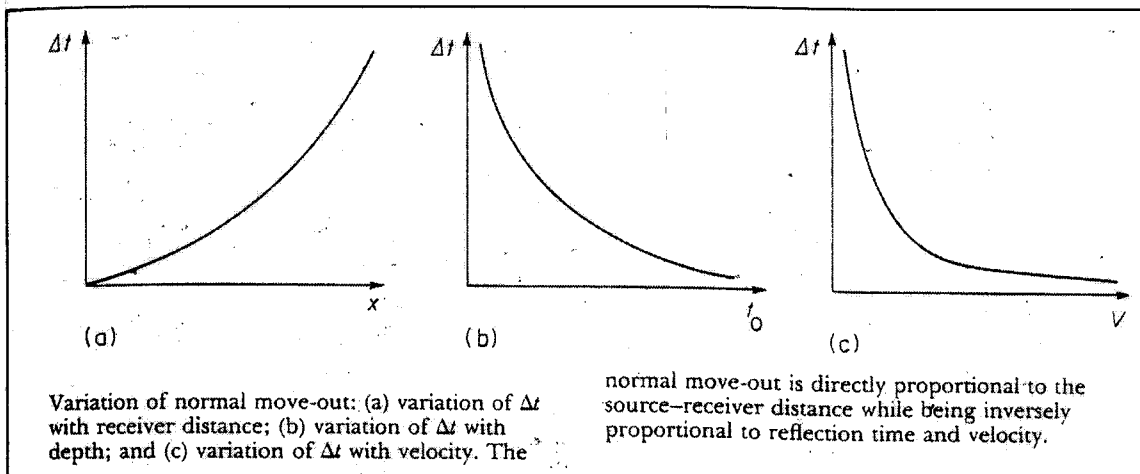
ถ้าคิดเฉพาะสองเทอมแรกของ series และไม่คิดลำดับที่สูงกว่า จะได้ว่า

$$t_x = t_o \left(1 + \frac{X^2}{2t_o^2 V_1^2} \right) = t_o + \frac{X^2}{2t_o V_1^2}$$

และจากสมการ 5.7 NMO จะมีค่าเป็น

$$\Delta t = \frac{X^2}{2t_o V_1^2} \quad 5.10$$

สมการที่ 5.10 เป็นสมการที่แสดงความสัมพันธ์ระหว่าง ระยะ X กับ V_1^2 บนกราฟ Hyperbola นั้นเองและความสัมพันธ์ระหว่าง Δt , X , t_o และ V ที่ค่าต่าง ๆ กันแสดงไว้ในรูปที่ 5.7



รูปที่ 5.7 แสดงความสัมพันธ์ระหว่าง Δt , X , t_o และ V ที่ค่าต่าง ๆ กัน

และจากรูป 5.5 พบว่า โค้งของ Hyperbola จะชันน้อยลง เมื่อ reflector อยู่ในระดับลึกมากขึ้น ๆ

5.6 การวัดความเร็วของคลื่นสะท้อนและความลึกของ Reflector

ความลึก h_1 สามารถคำนวณได้จาก การจัดรูปสมการ 5.5 ใหม่ ดังนี้

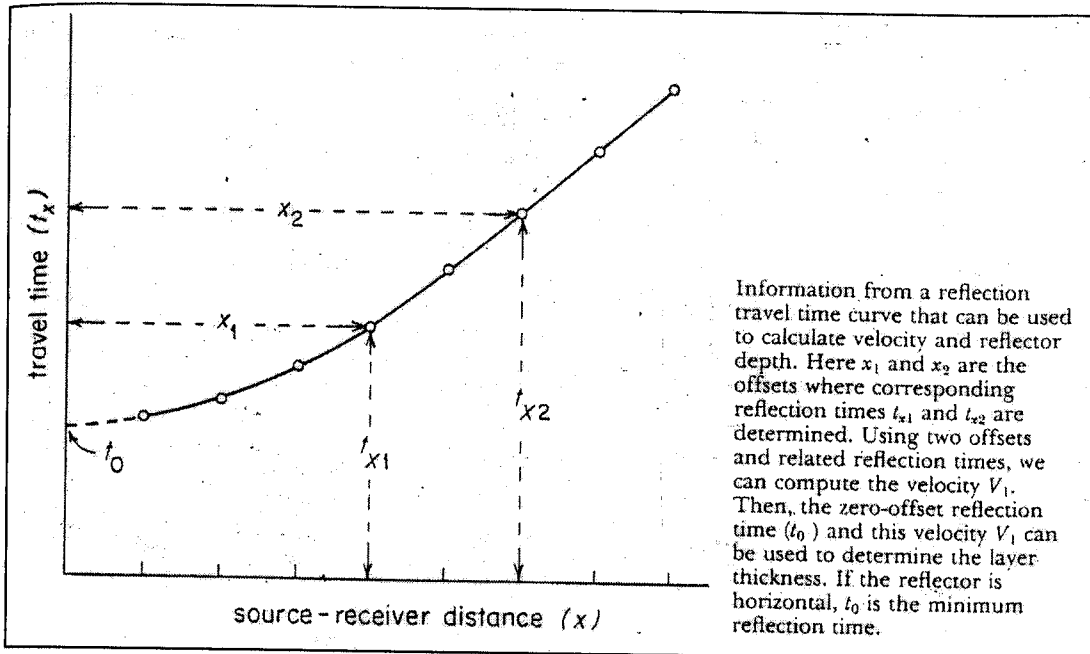
$$h_1 = \frac{t_o V_1}{2} \quad 5.11$$

Note: โดยปรกติเราสามารถวัด t_o ได้โดยตรงจาก T-X Curves โดยการวัดบน Trace หรือ สัญญาณของตัวกำเนิดคลื่นได้เลย แต่ถ้าไม่สามารถวัดได้โดยวิธีดังกล่าวเราจะหา t_o ได้จากสมการ

$$t_o = \sqrt{t_x^2 - (X^2 / V_1^2)} \quad 5.12$$

5.7 การคำนวณค่าความเร็วของคลื่นสะท้อน

ทำได้โดยการกำหนด arrival time ซึ่งมีค่าเป็น t_{x1} และ t_{x2} จากตัวรับ 2 ตัว ที่วางห่างจากจุดกำเนิดเป็นระยะ X_1 และ X_2 ตามลำดับ ดังแสดงในรูปที่ 5.8



รูปที่ 5.8 Reflection travel time curve ของคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนกลับ

จากนั้นคุณสมการที่ 5.6 เข้าทั้งสองข้าง ด้วย t_0^2 และจัดรูปสมการใหม่

$$t_0^2 = t_{x1}^2 - \frac{X_1^2}{V_1^2} = t_{x2}^2 - \frac{X_2^2}{V_1^2}$$

หรือเขียนเป็น

$$t_{x2}^2 - t_{x1}^2 = \frac{1}{V_1^2} (X_2^2 - X_1^2)$$

จัดสมการใหม่ในเทอมของ V_1 ได้ว่า

$$V_1 = \sqrt{(X_2^2 - X_1^2) / (t_{x2}^2 - t_{x1}^2)} \quad 5.13$$

อีกวิธีการหนึ่งในการหาค่า V_1 คือการจัดรูปสมการ 5.4 ใหม่เป็น

$$t_x^2 = \left(\frac{1}{V_1}\right)^2 X^2 + \frac{4h_1^2}{V_1^2} \quad 5.14$$

เมื่อให้

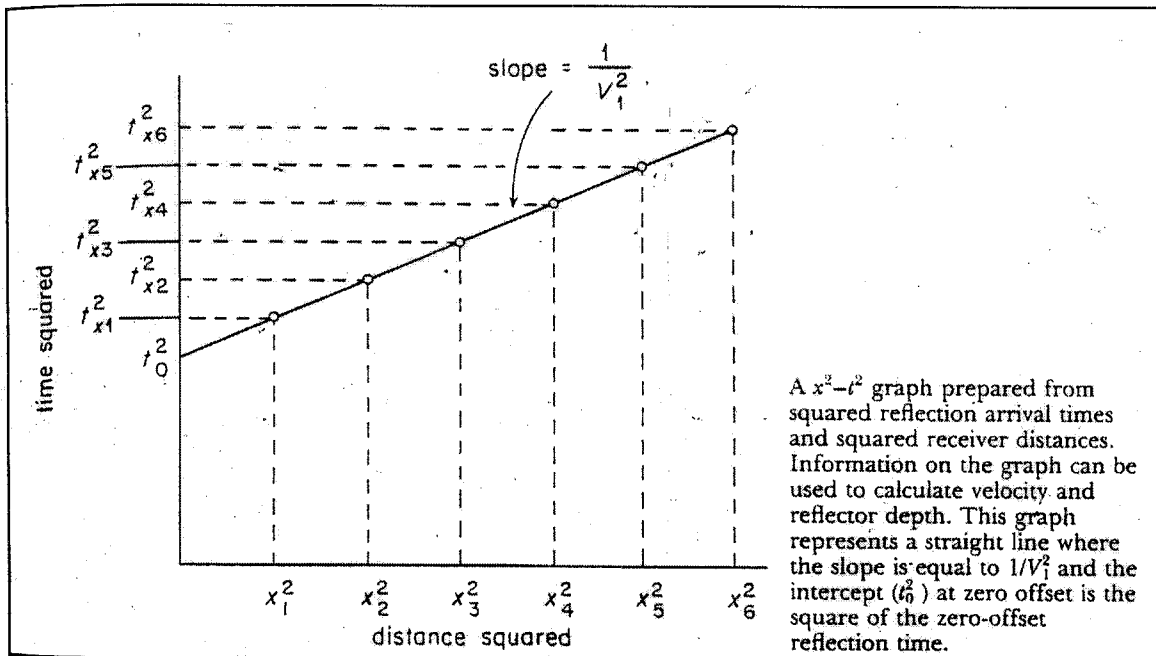
$$\begin{aligned} t_x^2 &= y \\ 1/V_1^2 &= m \\ X^2 &= x \end{aligned}$$

และ $4h_1^2/V_1^2 = b$ ซึ่งมีค่าเป็น t_0^2 ด้วยเช่นกัน

สมการ 5.14 จึงสามารถเขียนในรูปของสมการเส้นตรง เป็น

$$y = mx + b$$

ดังนั้นถ้าเรา plot กราฟ โดยให้ t_x^2 เป็นค่าของแกน y และ x^2 เป็นค่าของแกน x กราฟเส้นตรงนี้将有ความชันเป็น m และมีจุดตัดแกน y เท่ากับ b ดังแสดงในรูป 5.9 ซึ่งเหมือนกันกับกราฟ T-X Curve ของการสำรวจแบบหักเห โดยจุดตัดแกน y จะมีค่าเป็น t_0^2 (ซึ่งเท่ากับ $4h_1^2/V_1^2$)



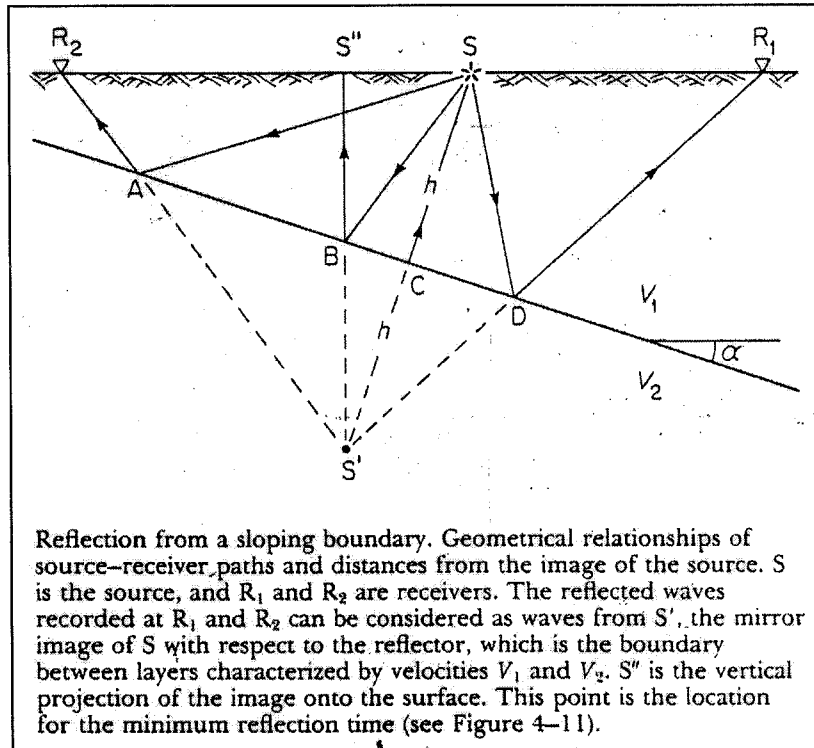
รูปที่ 5.9 Travel time curve แบบ t^2 กับ X^2

5.8 ขั้นตอนการแปลความหมายของ Seimogram และ Travel Time Distance Curve

- บันทึกค่าเวลาที่คลื่นสะท้อนใช้ในการเดินทางเป็น $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$ ที่ตัวรับ ณ ระยะทางที่ $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ ห่างจากตัวกำเนิดคลื่น
- ยกกำลัง 2 ให้กับค่าของ t และ x ที่ได้เป็น t^2 และ X^2 ตามลำดับ และ plot ค่าเหล่านั้นบนกราฟ t^2-X^2 ดังรูป 2.45
- ลากเส้นตรงเชื่อมต่อดจุดที่ได้จากกราฟ t^2-X^2 คำนวณค่าความเร็ว V_1 โดยจะเป็นส่วนกลับของความชันของเส้นตรงที่ได้ ($m = 1/V_1^2$) และหาค่า Zero-offset time (t_0^2) จากจุดตัดของเส้นตรงบนแกน y
- คำนวณ ความลึกของตัวสะท้อน (h_1) จากสมการ 2.94 โดยใช้ค่า t_0 และ V_1 ที่ได้

5.9 การสะท้อนของคลื่นจากพื้นผิวที่มีการเอียงเท (Reflection from a Sloping Surface)

ในการวิเคราะห์ จะมีการจัดวางตัวรับ และตัวกำเนิดคลื่นดังรูป 5.10 โดยมีวัตถุประสงค์เพื่อคำนวณ ความลึก และมุมของการเอียงเทของตัวสะท้อน (Reflector)



รูปที่ 5.10 การสะท้อนของคลื่นไหวสะเทือนแบบสะท้อนกลับบนแนวสะท้อนคลื่นที่มีการเอียงตัวไปจากแนวระนาบ

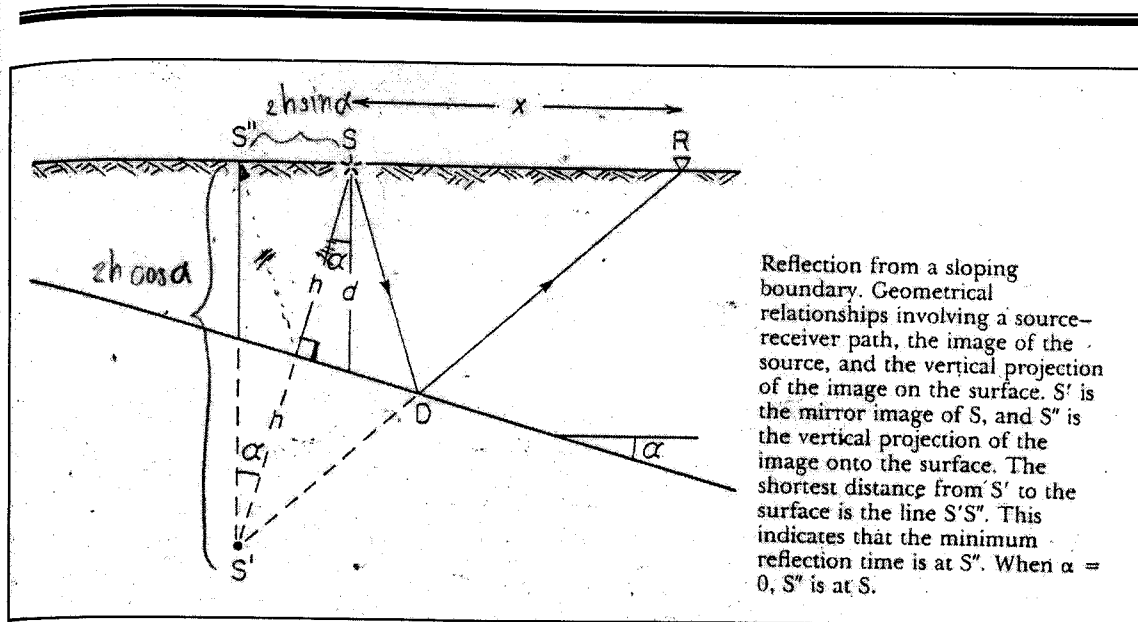
5.10 แนวการเดินทางของคลื่นสะท้อน (Path of Reflected Waves)

จากรูป 5.11 มีการสมมติจุด s' ขึ้นมา เรียกว่าเป็น "Image Source" ซึ่งทำให้เกิดลักษณะเหมือนเป็นภาพสะท้อนในกระจกของจุด S ขึ้นมาโดย h คือ ความลึกจากจุด S ลงมาถึง Reflector ณ จุด C และจากรูป ชั้นหินนี้มีความเร็วที่คลื่นใช้เดินทางเป็น V₁ และ Reflector มีการเอียงเป็นมุม α กับแนวระดับ

จากรูป $SD = S'D$

ดังนั้น ความยาวของระยะทางที่คลื่นใช้เดินทางจะเป็น

$$SD + DR_1 = S'R_1$$



รูปที่ 5.11 แนวการเดินทางของคลื่นสะท้อนที่เกิดบนตัวสะท้อนคลื่นที่มีการเอียงตัว

5.11 เวลาที่คลื่นสะท้อนใช้ในการเดินทาง (Reflection Travel Time)

จากรูป 5.10 พบว่า เวลาที่คลื่นใช้ในการเดินทาง จาก S ไป R_1 หรือ t_1 จะเป็น

$$t_1 = \frac{SD}{V_1} + \frac{DR_1}{V_1} = \frac{S'R_1}{V_1}$$

และจากรูป 5.11 ซึ่งตัวรับห่างจากจุดกำเนิดคลื่นเป็นระยะทาง

$$SR = X$$

และแนวการเดินทางของคลื่นสะท้อน คือ

$$SD + DR = S'R$$

ดังนั้นเวลาที่คลื่นใช้ในการเดินทาง คือ

$$t_x = \frac{SD + DR}{V_1} = \frac{S'R}{V_1} \quad 5.15$$

จากสามเหลี่ยม $S'R S''$ สามารถแสดงความยาวของแนวคลื่น $S'R$ ในเทอมของ 2 ข้างของสามเหลี่ยมนี้ได้ว่า

$$(S'R)^2 = (S'S'')^2 + (S''R)^2 \quad 5.16$$

และจากรูป 5.11 นี้	มุม	$SS'S'' = \alpha$	
ทำให้		$SS' = 2h$	5.17
ดังนั้น		$SS'' = 2h \sin \alpha$	5.18
และ		$S'S'' = 2h \cos \alpha$	5.19

และทำยที่สด

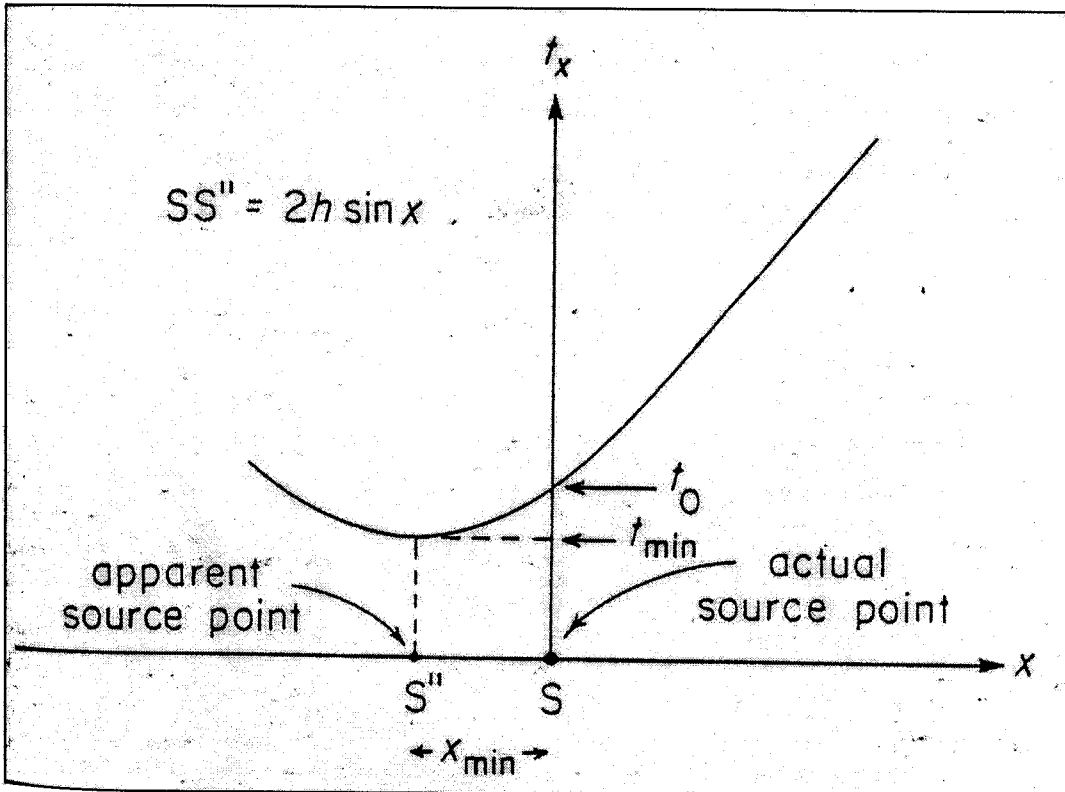
$$S''R = SS'' + SR = X + 2h \sin \alpha \quad 5.20$$

ดังนั้น ถ้าแทนค่าของสมการ 5.19 และ 5.20 ลงในสมการ 5.16 จะได้เวลาที่ใช้ในการเดินทางของคลื่น เป็น

$$t_x^2 = \left(\frac{2h \cos \alpha}{V_1}\right)^2 + \left(\frac{X + 2h \sin \alpha}{V_1}\right)^2 \quad 5.21$$

เมื่อ $X =$ ระยะทางที่ตัวรับสัญญาณ ห่างจาก จุดกำเนิดคลื่น

สมการที่ 5.21 นี้ ก็เป็นสมการ Hyperbola เช่นกัน แต่เมื่อ plot แล้ว กราฟจะมีลักษณะดังรูป 5.12 ซึ่งจุดต่ำสุดของกราฟจะได้มาจากเวลาที่คลื่นใช้เดินทางด้วยระยะทางใกล้ที่สุด คือ จาก SBS'' ซึ่งจุด S'' เป็น Vertical projection ของจุด S' ซึ่งเป็น Image source นั้นเอง (จากรูป 5.11)



รูปที่ 5.12 Travel time curve ที่ได้จากการสะท้อนของคลื่นที่ได้มาจากตัวสะท้อนคลื่นที่มีการเอียงตัว

5.12 ความลึกของ Reflector และมุมของการเอียงเท (Reflector Depth and Dip)

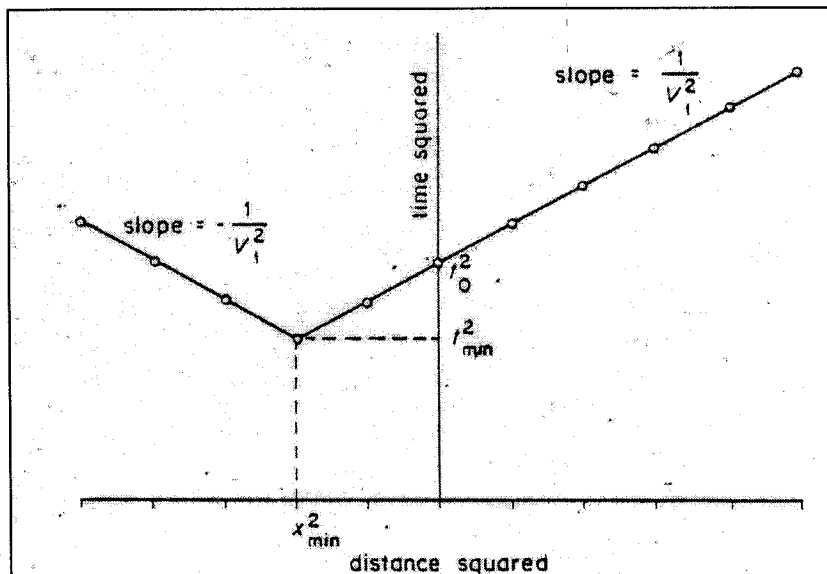
จากค่า t^2 ที่อ่านได้จาก รูป 5.13 ค่าแรกคือค่า Zero-offset time หรือ t_0 ซึ่งเป็นค่าเวลาที่คลื่นใช้ในการเดินทางด้วยระยะ $2h$ จาก S ไปยัง S' จากสมการ 5.21 ถ้า $X = 0$ จะลดรูป ลงเหลือแค่

$$t_0^2 = \frac{4h^2}{V_1^2} \quad 5.22$$

Note: ในกรณีนี้ ค่า t_0 จะมากกว่า t_{\min}

ค่าที่ 2 ที่อ่านได้ คือเวลาที่คลื่นใช้ในการเดินทางไปบนระยะทางที่สั้นที่สุด ด้วยระยะทาง $2h \cos \alpha$ (จากรูป 5.11 และสมการ 5.11) โดยจะพิจารณาจาก $\Delta S'S''R$

$$t_{\min} = \frac{2h \cos \alpha}{V_1} \quad 5.23$$



The x^2-t^2 graph, prepared from squared arrival times and squared receiver distances for reflections from a sloping boundary, has information for determining the reflector position. This x^2-t^2 graph displays two line segments with opposite slopes. Absolute value of the slope is equal to $1/V_1^2$, and the crossing point of the curves defines t_{\min}^2 and x_{\min}^2 . Here t_0^2 is determined from the intercept time at the zero-offset vertical axis.

รูปที่ 5.13 กราฟของ x^2 และ t^2 ที่ได้จากการสะท้อนของคลื่นจากตัวสะท้อนคลื่นที่มีการเอียงตัว

ถ้ายกกำลังสอง ทั้งสองข้าง จะได้

$$t_{\min}^2 = \frac{4h^2 \cos^2 \alpha}{V_i^2}$$

แทนค่าจากสมการ 5.22 จะได้ว่า

$$t_{\min}^2 = t_o^2 \cos^2 \alpha \quad 5.24$$

หรือ

$$\cos \alpha = \frac{t_{\min}}{t_o} \quad 5.25$$

ระยะทางที่สั้นที่สุด หรือ X_{\min} คือ ระยะทางจาก S ไปยัง S'' ซึ่งเป็นระยะทางในแนวระดับ (ไม่ใช่ระยะทางที่คลื่นสะท้อนใช้เดินทาง) หรือ

$$X_{\min} = SS''$$

ดังนั้น จากสมการ 5.18 เราทราบว่า

$$X_{\min} = 2h \sin \alpha$$

จัดรูปสมการนี้ใหม่ เพื่อหาค่า h ได้ว่า

$$h = \frac{X_{\min}}{2 \sin \alpha} \quad 5.26$$

และจากสมการ 5.25 ค่า α จะหาได้จาก

$$\alpha = \arccos\left(\frac{t_{\min}}{t_o}\right) \quad 5.27$$

จากรูป 5.11 ระยะความลึก จาก S ไปยัง Reflector คือระยะ d ซึ่งหาได้จาก

$$d = \frac{h}{\cos \alpha} = h \frac{t_o}{t_{\min}} \quad 5.28$$

และดังนั้น

$$d = \frac{X_{\min} t_o}{2 t_{\min} \sin \alpha} \quad (\text{จากความสัมพันธ์ใน 5.26}) \quad 5.29$$

5.13 วิธีการหาตำแหน่งของ Reflector โดยใช้คลื่นสะท้อน

1. Plot ค่า travel time ที่ได้จาก seismogram บนกราฟ T-X curve แล้วลากเส้น Hyperbolic curve ผ่านจุดเหล่านี้
2. อ่านค่า X_{\min} , t_{\min} และ t_0 ตามลำดับ
3. คำนวณมุม α โดยใช้สมการ 5.27 และความลึก d จากสมการ 5.29

5.14 การคำนวณหาความเร็วของคลื่น

ความเร็วของคลื่น หรือ V_1 หาได้จากการจัดรูปสมการ 5.23 ใหม่ ได้ว่า

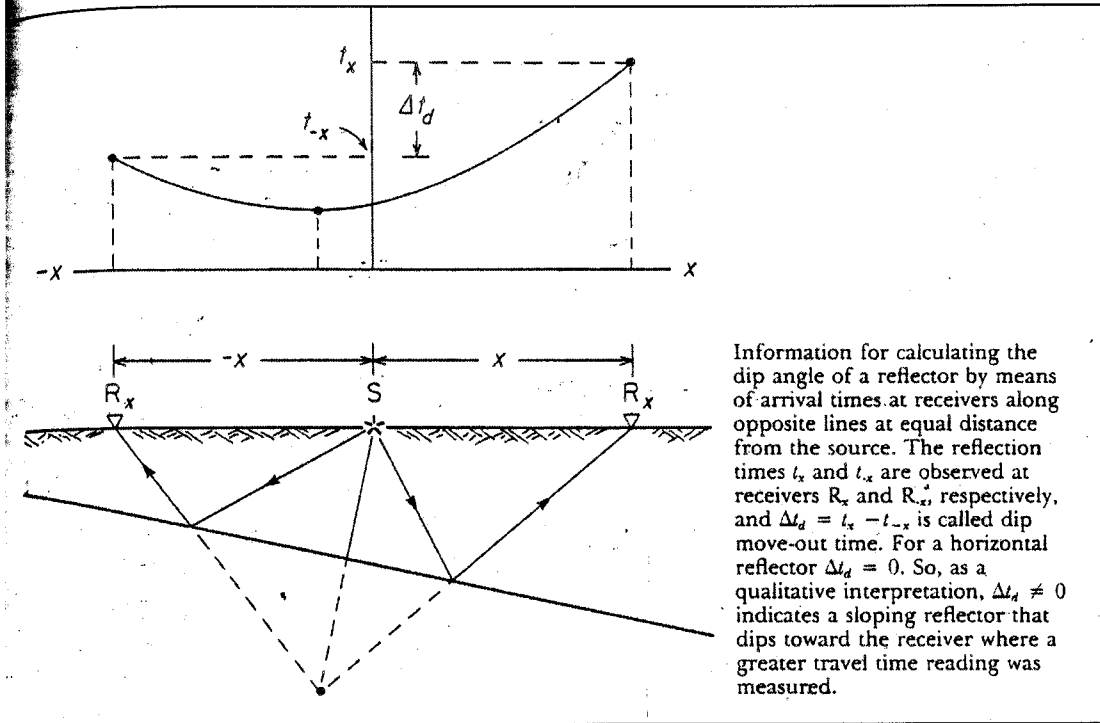
$$V_1 = \frac{2h}{t_{\min}} \cos \alpha$$

ถ้าแทนค่าจากสมการ 5.25 และ 5.28 จะได้ว่า

$$V_1 = \frac{2t_{\min}}{t_0} d \quad 5.30$$

และเช่นเดียวกันกับ reflector ที่อยู่ในแนวระดับ เราสามารถสร้างกราฟ T^2-X^2 ได้เช่นเดียวกันดังรูป 5.13 จากรูป 5.13 เราสามารถหาค่า V_1 ได้จากส่วนกลับของความชัน (slope) ของเส้นตรงได้ (Slope = $1/V_1^2$)

การวิเคราะห์หาค่ามุมเอียงเทของชั้นหิน (Dip) สามารถทำได้อีกรูปหนึ่งโดยใช้ Travel time ที่ตัวรับ 2 ตัว ที่วางในตำแหน่งตรงข้ามกันจากจุดกำเนิด ดังในรูป 5.14



รูปที่ 5.14 Travel time curve ที่ได้จากการการสะท้อนคลื่นบนตัวสะท้อนเอียง

ขั้นแรก พิจารณา Travel time, t_x ตาม down-dip direction ของตัวรับ R_x จากสมการ 5.21

$$t_x^2 = \left(\frac{2h \cos \alpha}{V_1}\right)^2 + \left(\frac{X + 2h \sin \alpha}{V_1}\right)^2$$

หรือ

$$t_x^2 = \frac{4h^2}{V_1^2} \cos^2 \alpha + \frac{X^2}{V_1^2} + \frac{4hx \sin \alpha}{V_1^2} + \frac{4h^2}{V_1^2} \sin^2 \alpha$$

และเพราะว่า

$$\cos^2 \alpha + \sin^2 \alpha = 1$$

ดังนั้น

$$t_x^2 = \frac{4h^2}{V_1^2} + \frac{X^2 + 4hx \sin \alpha}{V_1^2}$$

และแทนค่าจากสมการ 5.22 ทำให้

$$t_x^2 = t_o^2 + \frac{x^2 + 4hx \sin \alpha}{4h^2}$$

ถอดรากที่สอง ทั้งสองข้างได้ว่า

$$t_x = t_o \sqrt{1 + \frac{x^2 + 4hx \sin \alpha}{4h^2}}$$

ถ้าขยายสมการนี้ในรูปของ binomial series และใช้เฉพาะ 2 เทอมแรกของ series นั้น จะได้ว่า

$$t_x = t_o \left(1 + \frac{x^2 + 4hx \sin \alpha}{8h^2} \right)$$

หรือ

$$t_x = t_o + \frac{x^2 + 4hx \sin \alpha}{4hV_1} \quad 5.31$$

โดยวิธีการเดียวกัน เราจะได้ Travel time ของ ฝั่งตรงข้าม, t_{-x} ในด้าน Up-dip direction ได้ว่า

$$t_{-x} = t_o + \frac{x^2 - 4hx \sin \alpha}{4hV_1} \quad 5.32$$

ความต่างระหว่างเวลาดังกล่าว (t_x และ t_{-x}) เรียกว่า "Dip move-out time" หรือ Δt_d โดยที่

$$\Delta t_d = t_x - t_{-x}$$

ถ้าแทนค่าจากสมการ 5.31 และ 5.32 จะได้ว่า

$$\Delta t_d = \frac{2x \sin \alpha}{V_1} \quad 5.33$$

ดังนั้นมุม α จะหาได้จากสมการ

$$\alpha = \arcsin\left(\frac{\Delta t_d V_1}{2x}\right) \quad 5.34$$

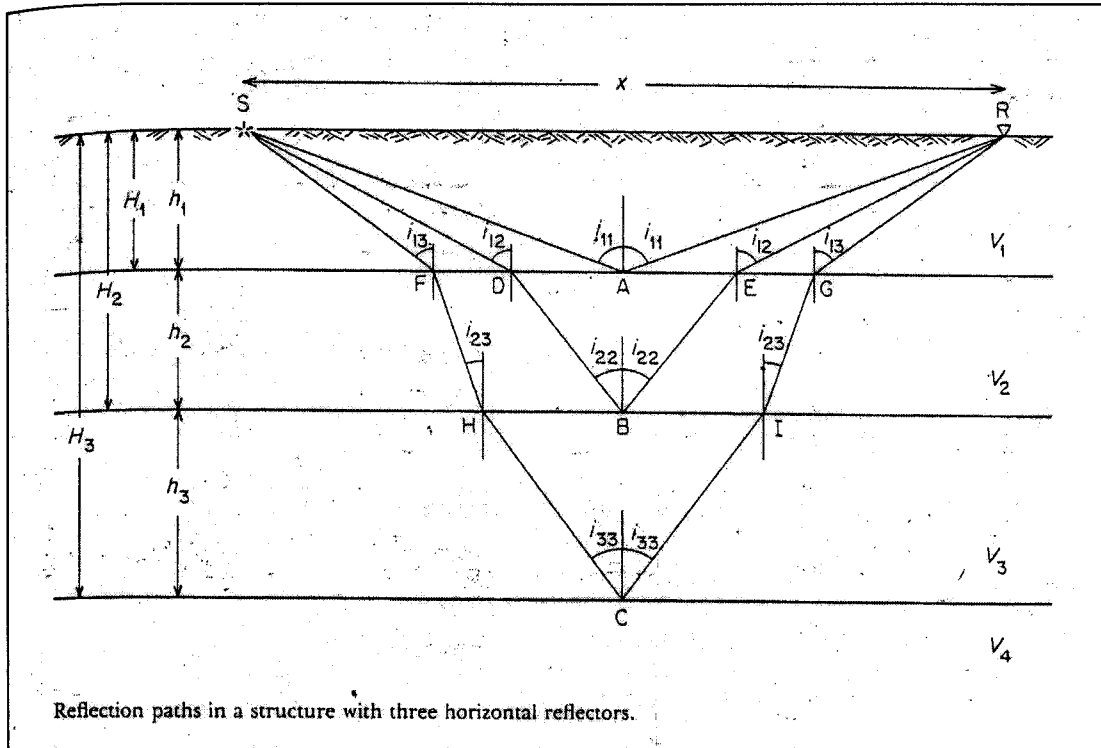
ซึ่งเราสามารถหาค่าของ dip move-out time นี้ได้ง่าย ๆ จากกราฟของ t-x curve และหาค่าของ V_1 ได้จากส่วนกลับของ slope ของเส้นตรงของกราฟ t^2-x^2 นั้นเอง

5.15 การสะท้อนของคลื่นในชั้นหินหลาย ๆ ชั้น (Reflected Waves in a Multilayered Structure)

คลื่นไหวสะเทือนจะเกิดการสะท้อนกลับที่แนวต่อของหิน หรือ Boundary ซึ่งมี acoustic impedance หรือ ρV เปลี่ยนไปในการศึกษาการสะท้อนของคลื่นไหวสะเทือนใน ส่วนนี้จะศึกษาเฉพาะชั้นหินหลาย ๆ ชั้น ที่มีการวางตัวอยู่ในแนวระดับเท่านั้น

ความเร็วเฉลี่ย (Average velocity)

จากรูป 5.15 ซึ่งมี Horizontal reflector อยู่ 3 ตัว และมีความหนาเป็น h_1, h_2, h_3 สำหรับชั้นที่มีความเร็วของคลื่นที่เดินทางผ่านเป็น $V_1 > V_2 < V_3$ โดยมีตัวรับสัญญาณวางห่าง จากจุดกำเนิดเป็นระยะ x



รูปที่ 5.15 การหักเหและการสะท้อนของคลื่นในตัวกลางที่มีหลายชั้น

ถ้าพิจารณาที่ zero-offset times หรือที่ระยะ $x = 0$ จากสมการ 5.5 นำมาประยุกต์ได้ว่า

$$t_{o(1)} = \frac{2h_1}{V_1} = 2\Delta t_1 \quad 5.35a$$

$$t_{o(2)} = \frac{2h_1}{V_1} + \frac{2h_2}{V_2} = 2\Delta t_1 + 2\Delta t_2 \quad 5.35b$$

$$t_{o(3)} = \frac{2h_1}{V_1} + \frac{2h_2}{V_2} + \frac{2h_3}{V_3} = 2\Delta t_1 + 2\Delta t_2 + 2\Delta t_3 \quad 5.35c$$

เมื่อ Δt_1 Δt_2 Δt_3 เป็น One-way travel time ของแต่ละชั้น

เมื่อพิจารณาความลึกของ reflector พบว่า

$$H_1 = h_1 \quad 5.36a$$

$$H_2 = h_1 + h_2 \quad 5.36b$$

$$H_3 = h_1 + h_2 + h_3 \quad 5.36c$$

เมื่อรวมสมการ 5.35 และ 5.36 เข้าด้วยกัน จะได้ว่า

$$V_1 = \frac{2H_1}{t_{o(1)}} = \frac{h_1}{\Delta t_1} \quad 5.37a$$

$$V_{2(avg)} = \frac{2H_2}{t_{o(2)}} = \frac{h_1 + h_2}{\Delta t_1 + \Delta t_2} \quad 5.37b$$

$$V_{3(avg)} = \frac{2H_3}{t_{o(3)}} = \frac{h_1 + h_2 + h_3}{\Delta t_1 + \Delta t_2 + \Delta t_3} \quad 5.37c$$

เมื่อ $V_{2(avg)}$ และ $V_{3(avg)}$ เป็นค่าความเร็วเฉลี่ย (average velocities) ตามแนวสะท้อนกลับที่ระยะ $x=0$

จากสมการ 5.5 เขียนสมการของ average velocity ในเทอมของความเร็วแต่ละชั้นได้ว่า

$$V_{2(avg)} = \frac{V_1\Delta t_1 + V_2\Delta t_2}{\Delta t_1 + \Delta t_2} = \frac{\sum_{i=1}^2 V_i\Delta t_i}{\sum_{i=1}^2 \Delta t_i} \quad 5.38a$$

$$V_{3(avg)} = \frac{V_1\Delta t_1 + V_2\Delta t_2 + V_3\Delta t_3}{\Delta t_1 + \Delta t_2 + \Delta t_3} = \frac{\sum_{i=1}^3 V_i\Delta t_i}{\sum_{i=1}^3 \Delta t_i} \quad 5.38b$$

ดังนั้นถ้ามี n reflector ความเร็วเฉลี่ยจะเป็น

$$V_{n(avg)} = \frac{\sum_{i=1}^n V_i\Delta t_i}{\sum_{i=1}^n \Delta t_i} \quad 5.39$$

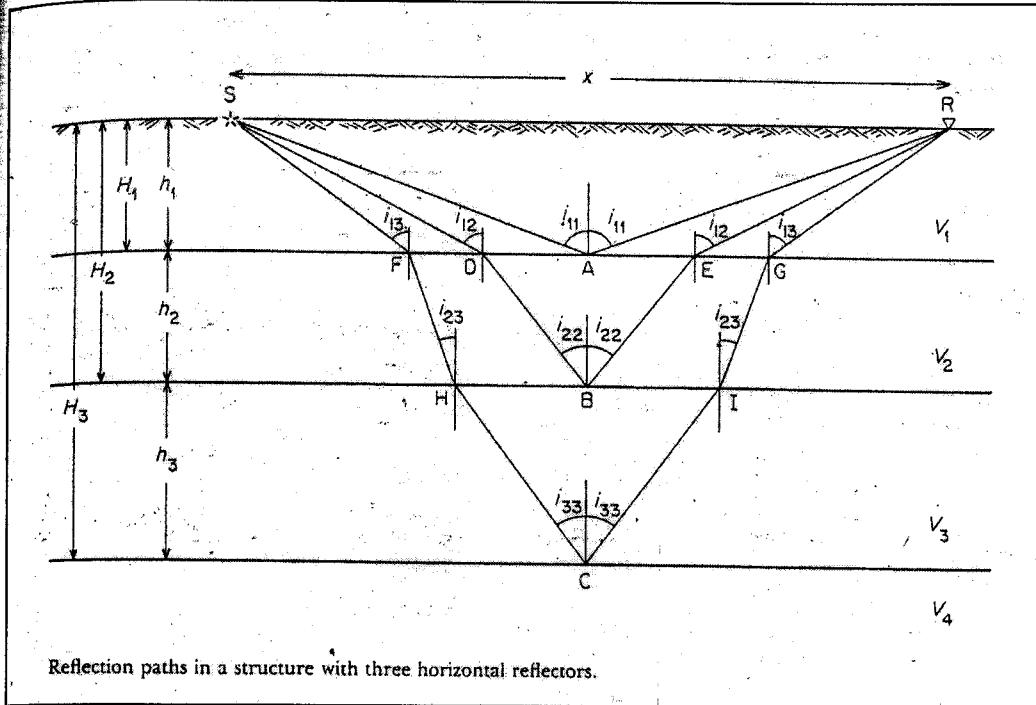
และความลึกถึง reflector ตัวที่ n จะได้จาก

$$H_n = \frac{V_{n(avg)} t_{o(n)}}{2} \quad 5.40$$

5.16 Root-Mean-Square (RMS) Velocity

ค่าความเร็วเฉลี่ยที่ได้จากสมการ 5.39 ไม่สามารถใช้ได้ในกรณีที่แนวการเดินทางของคลื่นมีระยะห่างออกมาจาก zero-offset จากรูป 5.16 พบว่า ระยะห่างจากแนว zero-offset ของแนวเดินทางของคลื่นจะแปรผันไปตามมุมที่ทำให้เกิดการสะท้อน และความหนาของชั้นหิน เพื่อที่จะวิเคราะห์ travel time ตามแนว offset path เราจำเป็นต้องหาค่า "Weighted average velocity" ซึ่งเปลี่ยนแปลงไปตามแนวการเดินทางของคลื่นและการเปลี่ยนแปลงความหนาของชั้นหิน

จากรูป 5.16 ดูแนว SAR พบว่า SA และ AR จะเป็นไปตามมุม i_{11} ถ้าสมมุติว่า at_{11} เป็น travel time ตามแนว SA และ AR เช่นเดียวกัน



รูปที่ 5.16 แนวการสะท้อนคลื่นภายในตัวกลางที่มี 3 ชั้น

สามารถเขียน weighted average velocity ตามแนวนี้นี้ได้ว่า

$$V_{1(rms)} = \left(\frac{V_1^2 at_{11}}{at_{11}} \right)^{1/2} \quad 5.41$$

ซึ่งค่า weighted average velocity หรือค่าความเร็วเฉลี่ยแบบถ่วงน้ำหนักนี้ เรียกว่า "Root-Mean-Square หรือ RMS Velocity"

ซึ่งเฉพาะชั้นที่ 1 เท่านั้นที่ $V_{1(rms)} = V_1$

จากสมการ 5.35 พบว่า Vertical Travel Time ผ่านชั้นที่ 1 เท่ากับ

$$\Delta t_1 = \frac{h_1}{V_1}$$

และคลื่นในแนว SA ก็เดินทางด้วยความเร็ว V_1 เราจะได้ว่า

$$\cos i_{11} = \frac{h_1}{V_1} = \frac{\Delta t_1}{at_{11}}$$

หรือ

$$at_{11} = \frac{\Delta t_1}{\cos i_{11}} \quad 5.42$$

แทนค่าผลที่ได้นี้ลงในสมการ 2.124 จะได้ว่า

$$V_{1(rms)} = \left[\frac{\left(\frac{V_1^2 \Delta t_1}{\cos i_{11}} \right)}{\left(\frac{\Delta t_1}{\cos i_{11}} \right)} \right]^{1/2} \quad 5.43$$

ถ้าพิจารณา reflector ตัวที่ลึกลงไปตามแนว SDBER ในการหา RMS velocity ของแนวการเดินทางคลื่นนี้ จะได้ว่า

$$\cos i_{12} = \frac{h_1}{SD} = \frac{\Delta t_1}{at_{12}}$$

หรือ
$$at_{12} = \frac{\Delta t_1}{\cos i_{12}}$$

และ
$$\cos i_{22} = \frac{h_2}{DB} = \frac{\Delta t_2}{at_{22}}$$

หรือ
$$at_{22} = \frac{\Delta t_2}{\cos i_{22}}$$

เมื่อ at_{12} และ at_{22} คือ Travel time ตามแนว SD และ DB และ Δt_1 และ Δt_2 เป็น Vertical travel time ผ่านชั้นหินเหล่านี้

ซึ่งจากสมการที่ได้เหล่านี้ ก็เหมือนกับสมการ 5.42 เราจึงเขียน RMS Velocities ตามแนว Offset reflection path ที่ reflector ตัวที่ 2 ได้ว่า

$$V_{2(rms)} = \left[\frac{\left(\frac{V_1^2 \Delta t_1}{\cos i_{12}} + \frac{V_2^2 \Delta t_2}{\cos i_{22}} \right)}{\left(\frac{\Delta t_1}{\cos i_{12}} + \frac{\Delta t_2}{\cos i_{22}} \right)} \right]^{1/2} \quad at_{22} = \frac{\Delta t_2}{\cos i_{22}} \quad 5.44$$

และทำนองเดียวกัน ที่ reflector ตัวสุดท้าย RMS Velocities ตามแนว FSHCIGR จะมีค่าเป็น

$$V_{3(rms)} = \left[\frac{\left(\frac{V_1^2 \Delta t_1}{\cos i_{13}} + \frac{V_2^2 \Delta t_2}{\cos i_{23}} + \frac{V_3^2 \Delta t_3}{\cos i_{33}} \right)}{\left(\frac{\Delta t_1}{\cos i_{13}} + \frac{\Delta t_2}{\cos i_{23}} + \frac{\Delta t_3}{\cos i_{33}} \right)} \right]^{1/2} \quad 5.45$$

จากรูปแบบของสมการดังกล่าว RMS Velocities ของ reflector ตัวที่ n จะเป็น

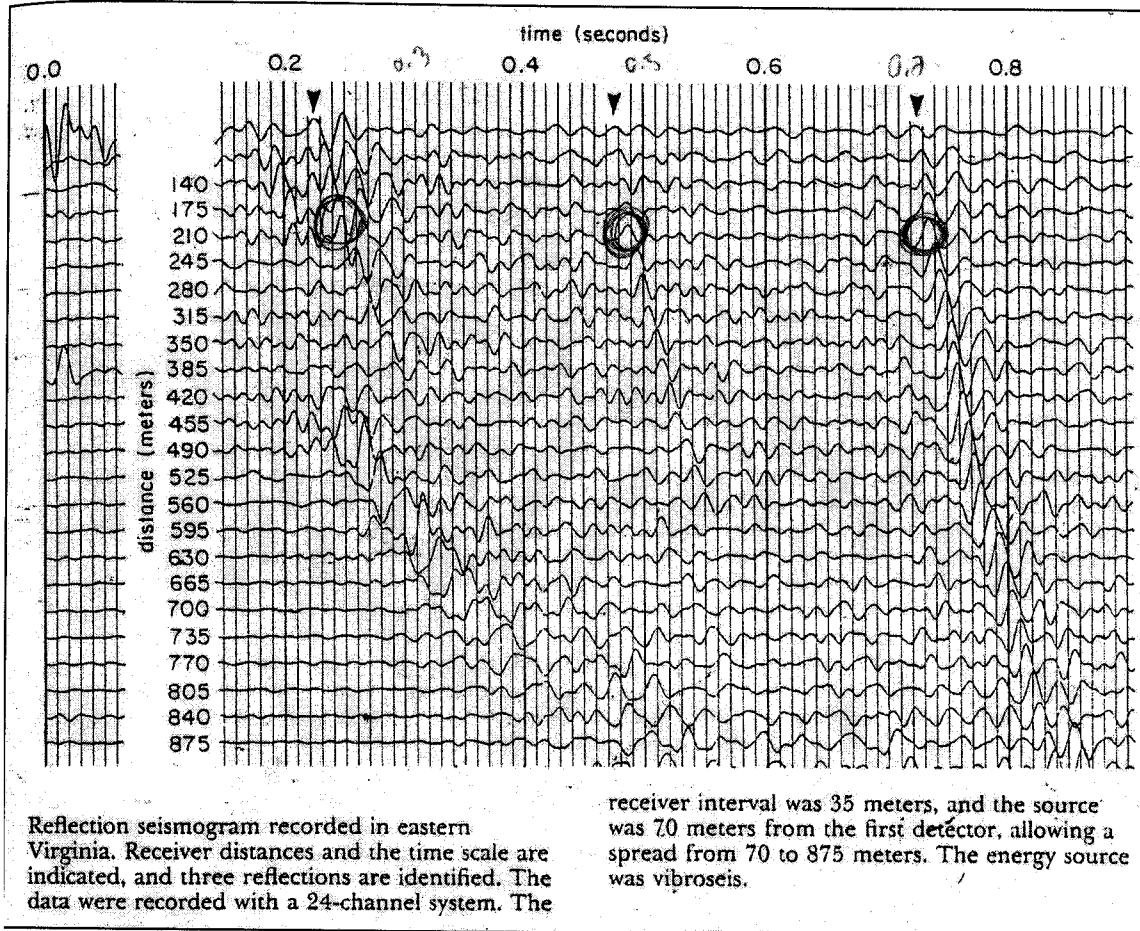
$$V_{n(rms)} = \left[\frac{\sum_{k=1}^n \left(\frac{V_k^2 \Delta t_k}{\cos i_{kn}} \right)}{\sum_{k=1}^n \left(\frac{\Delta t_k}{\cos i_{kn}} \right)} \right]^{1/2} \quad 5.46$$

เราสามารถหาค่า Travel time ที่มาจาก reflector ตัวที่ n ที่ตัวรับอยู่ห่างจากจุดกำเนิดเป็นระยะ X ได้จากการดัดแปลงสมการที่ 5.8 ได้ว่า

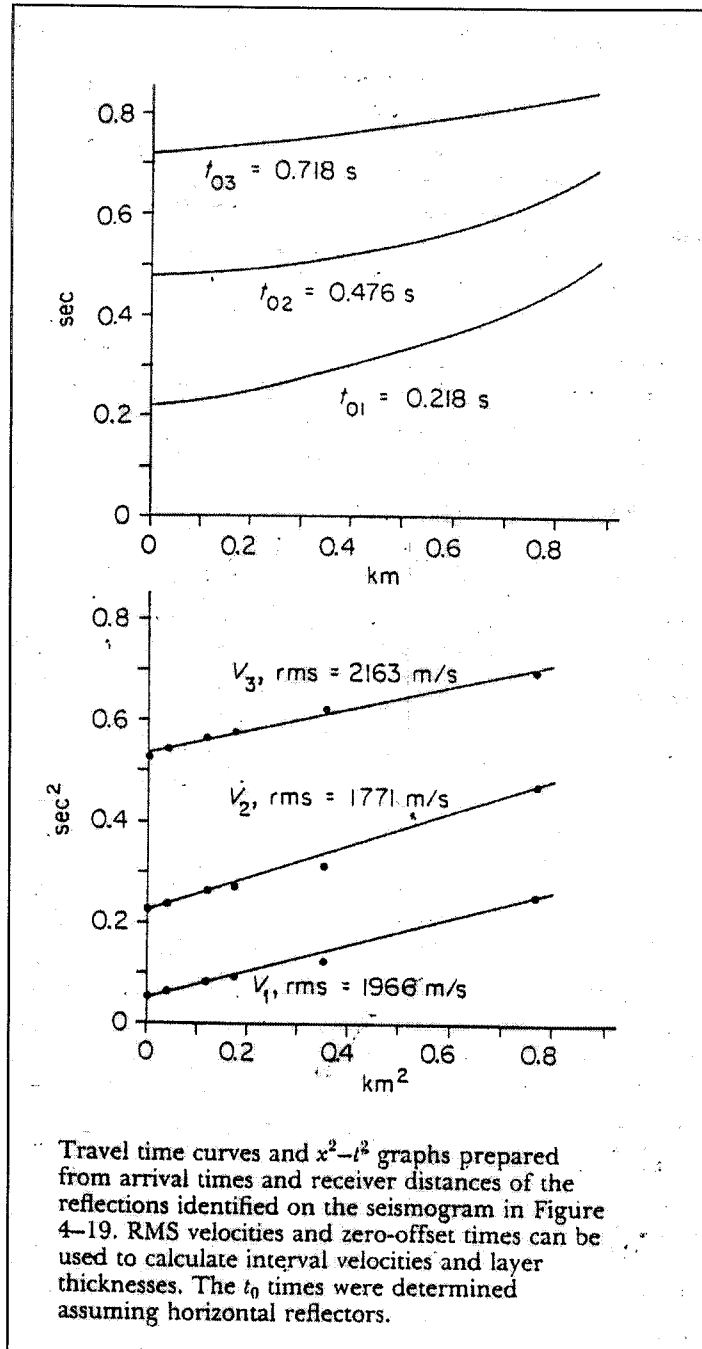
$$t_{x(n)} = \sqrt{t_{o(n)}^2 + \frac{X^2}{V_{n(rms)}^2}} \quad 5.47$$

ซึ่งสมการนี้เป็นสมการของ Hyperbola เช่นกันกับสมการ 5.7 ดังนั้นจากกราฟของ T-X Curves เราก็เลือกค่า Travel time มา 2 ค่า พร้อมทั้งระยะห่างของแต่ละค่า แล้วแทนค่าลงในสมการ 5.13 เพื่อหาค่า $V_{n(rms)}$

อีกวิธีคือการหาจากกราฟ T^2-X^2 โดยลากเส้นผ่านจุดที่วางตัวกันเป็นแนวเส้นตรงของแต่ละชุด แล้วหา RMS Velocity ซึ่งเป็นส่วนกลับของ slope ของเส้นตรงนั้น ๆ ก็ได้เป็น $V_{n(rms)}$ เช่นกัน แต่โดยปกติแล้ว ค่าที่ plot ได้บน T^2-X^2 curve กราฟนั้นมักไม่ค่อยอยู่ในแนวเส้นตรงเดียวกันนัก แต่ก็พออนุมานเลือกเส้นตรงที่เหมาะสมและเฉลี่ยผ่านจุดข้อมูลมากที่สุดก็ใช้ได้ ตัวอย่างการหาค่า RMS Velocity ดังแสดงในรูป 5.17 และ 5.18



รูปที่ 5.17 Reflection seismogram ที่ได้จากการทดสอบที่ eastern Virginia



รูปที่ 5.18 Travel time curve และ $t^2 - x^2$ ที่ได้จากข้อมูลจากรูปที่ 5.17

5.17 การหาความหนาของชั้นหินและความเร็วของคลื่น (Layer thickness and Velocity)

จากสมการ 5.35 Vertical travel times, Δt_1 และ Δt_2 ซึ่งเขียนในรูปของ zero-offset reflection time คือ $t_{o(1)}$ และ $t_{o(2)}$ ได้ว่า

$$\Delta t_1 = \frac{t_{o(1)}}{2} \quad \text{และ} \quad \Delta t_2 = \frac{t_{o(2)} - t_{o(1)}}{2} \quad 5.48$$

พิจารณาสมการ 5.44 ที่แนว zero-offset ซึ่งเป็นแนว Vertical มุม $i_{12} = i_{22} = 0$ ดังนั้น $\cos i_{12} = \cos i_{22} = 1$ ดังนั้น สมการ 5.44 จึงลดรูปเหลือเป็น

$$V_{2(rms)} = \left[\frac{V_1^2 \Delta t_1 + V_2^2 \Delta t_2}{\Delta t_1 + \Delta t_2} \right]^{1/2}$$

และถ้าแทนค่าจากสมการ 5.48 ลงไป จะได้เป็น

$$V_{2(rms)} = \left[\frac{V_1^2 t_{o(1)} + V_2^2 (t_{o(2)} - t_{o(1)})}{t_{o(2)}} \right]^{1/2} \quad 5.49$$

ถ้ายกกำลังสอง ทั้งสองข้าง จะได้ว่า

$$V_2^2 = \frac{V_2^2 t_{o(2)} - V_1^2 t_{o(1)}}{t_{o(2)} - t_{o(1)}} \quad 5.50$$

Note: ค่าตัวแปรต่าง ๆ ทางขวามือ สามารถหาได้จากกราฟ T^2-X^2

เราสามารถใช้สมการ 5.35 และ 5.48 หาความหนาของชั้นหินชั้นที่ 2 (h_2) ได้จาก

$$h_2 = \frac{V_2 (t_{o(2)} - t_{o(1)})}{2} \quad 5.51$$

ดังนั้นใช้วิธีการเดียวกันกับชั้นหินต่อ ๆ ไป เราก็จัดสมการที่ 5.45 เหมือนกับที่จัดกับสมการ 5.44

ดังนั้น ที่ zero-offset หรือ $X = 0$ ค่า $\cos i_{13} = \cos i_{23} = \cos i_{33} = 1$ และ

$$\Delta t_3 = \frac{t_{o(3)} - t_{o(2)}}{2} \quad \text{ดังนั้นสมการ 5.45 จะลดรูปเหลือ}$$

$$V_{3(rms)} = \left[\frac{V_1^2 t_{o(1)} + V_2^2 (t_{o(2)} - t_{o(1)}) + V_3^2 (t_{o(3)} - t_{o(2)})}{t_{o(3)}} \right]^{1/2}$$

ตามสมการ 5.49 เทอม

$$V_1^2 t_{o(1)} + V_2^2 (t_{o(2)} - t_{o(1)}) = V_{2(rms)}^2 t_{o(2)}$$

ถ้านำไปใช้ในสมการของ $V_{3(rms)}$ จะได้ว่า

$$V_{3(rms)} = \left[\frac{V_{2(rms)}^2 t_{o(2)} + V_3^2 (t_{o(3)} - t_{o(2)})}{t_{o(3)}} \right]^{1/2}$$

เมื่อยกกำลัง 2 ทั้ง 2 ข้าง และจัดรูปสมการใหม่ จะได้ว่า

$$V_3^2 = \left[\frac{V_{3(rms)}^2 t_{o(3)} - V_{2(rms)}^2 t_{o(2)}}{t_{o(3)} - t_{o(2)}} \right] \quad 5.52$$

ซึ่งค่าตัวแปรต่าง ๆ ทางขวามือก็หาได้จากกราฟ T^2-X^2 เช่นเดียวกัน และหลังจากได้ค่า V_3 เราหาความหนาของชั้นที่ 3 (h_3) ได้จาก

$$h_3 = \frac{V_3 (t_{o(3)} - t_{o(2)})}{2} \quad 5.53$$

จากรูปแบบดังกล่าว ในโครงสร้างที่เป็น Multilayer เราสามารถหาความเร็วที่ชั้น n หรือ V_n และความหนาของชั้น n หรือ h_n ที่อยู่ระหว่าง reflector ตัวที่ n และ $n-1$ ได้จาก

$$h_n = \frac{V_n (t_{o(n)} - t_{o(n-1)})}{2} \quad 5.54$$

$$V_n^2 = \left[\frac{V_{n(rms)}^2 t_{o(n)} - V_{n-1(rms)}^2 t_{o(n-1)}}{t_{o(n)} - t_{o(n-1)}} \right] \quad 5.55$$

สมการที่ 5.55 นี้ คิดได้โดย C.H. Dix เรียกว่า "Dix equation" และค่าความเร็วของแต่ละชั้นเรียกว่า "Interval Velocities" หรือ V_i

5.18 ความลึกของ Reflector (Reflector depth)

การหาความลึกของ reflector มีอยู่ 2 วิธี คือ

1. โดยใช้สมการ 5.36 ในรูปของผลรวม (Summation)

$$H_n = \sum_{i=1}^n h_i \quad 5.56$$

2. โดยใช้ $V_{n(avg)}$ ตามแนวของ zero-offset ไปยัง reflector และ zero-offset time โดยใช้สมการ 5.40 ซึ่ง $V_{n(avg)}$ จะได้มาจากสมการ 5.39 โดยที่ V_i หรือ Interval Velocity ได้จาก Dix equation นั้นเอง

ตัวอย่างการประยุกต์ใช้งาน

จาก seismogram ในรูป 5.17 ที่ทำการบันทึกค่าที่ Eastern Virginia เพื่อนำมาหาค่าความหนาของชั้น sand และ clay ซึ่งเป็นชุดของ Atlantic Coastal Plain Sediment Geophone ถูกจัดวางให้ห่างกันตัวละ 35 m และจุดกำเนิดคลื่นอยู่ห่างจาก Geophone ตัวแรก 70 m รูปที่ 2.53 เป็นการ plot ระหว่างกราฟ T-X และ T²-X² เพื่อใช้ในการคำนวณ

Soln จากการคำนวณ เราได้ zero-offset time ดังนี้

$$t_{o(1)} = 0.218 \text{ s}$$

$$t_{o(2)} = 0.476 \text{ s}$$

$$t_{o(3)} = 0.718 \text{ s}$$

และจาก slope ของแต่ละเส้นตรง คำนวณความเร็ว ได้ดังนี้

$$V_1 = 1,966 \text{ m/s}$$

$$V_{2(\text{rms})} = 1,771 \text{ m/s}$$

$$V_{3(\text{rms})} = 2,163 \text{ m/s}$$

ใช้ค่าเหล่านี้ใน Dix equation จะได้

$$V_2 = 1,588 \text{ m/s}$$

$$V_3 = 2,777 \text{ m/s}$$

และจากสมการ 2.138 คำนวณความหนาของแต่ละชั้นได้ดังนี้

$$h_1 = 214 \text{ m}$$

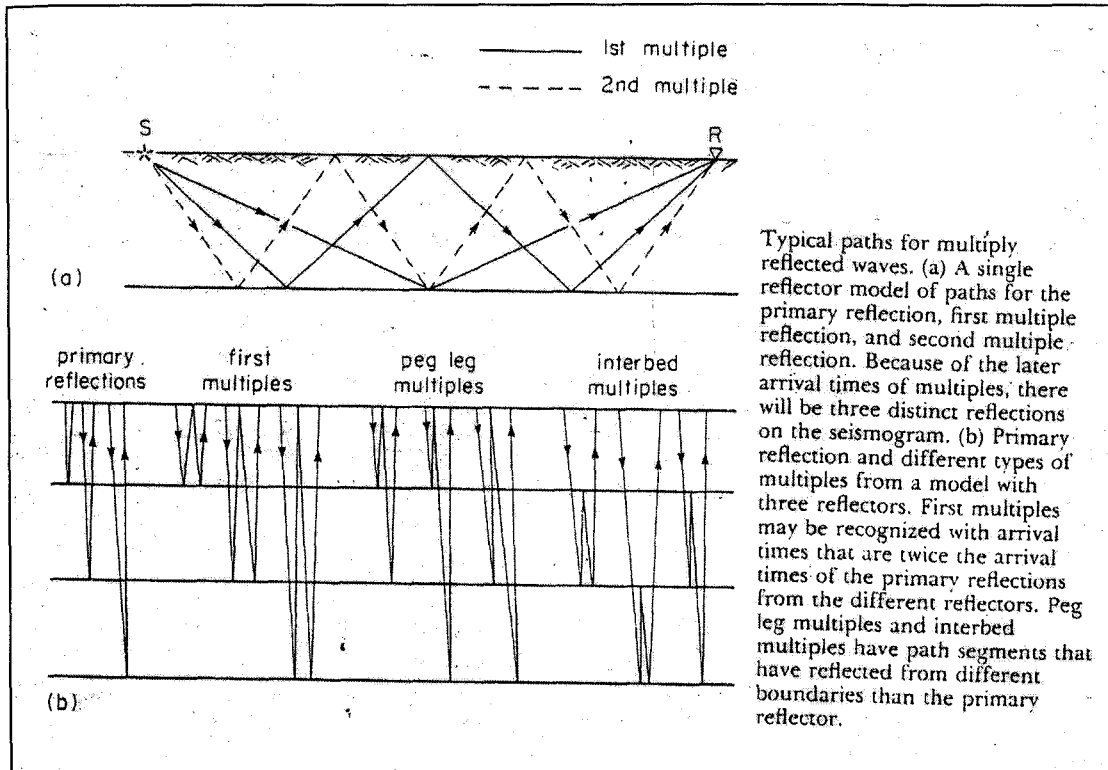
$$h_2 = 205 \text{ m}$$

$$h_3 = 336 \text{ m} \text{ ตามลำดับ } \mathbf{Ans.}$$

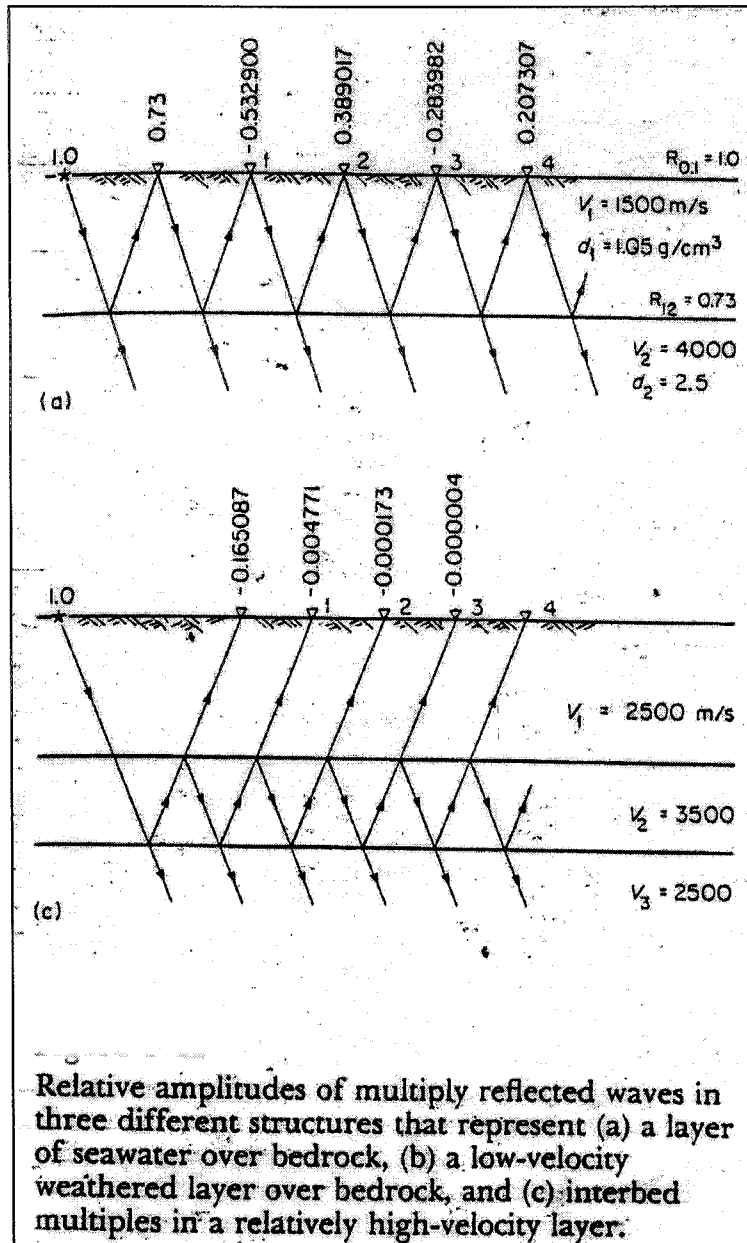
5.19 การสะท้อนของคลื่นแบบกลับไปกลับมา (Multiple Reflected Waves)

จะมีคลื่นบางส่วนที่จะสะท้อนกับ reflector ตัวเดียวกันกลับไปกลับมาหลาย ๆ รอบ เช่นดังในรูป 5.19 ซึ่งในทางปฏิบัติ จะมี multiple waves เพียงน้อยนิดเท่านั้นที่มีพลังงานมากพอและปรากฏให้เห็นใน Seismogram

จากการทดลองในรูป 5.20 พบว่า การเกิด multiple reflected wave นั้นจะเกิดได้มากหรือน้อย ขึ้นอยู่กับ acoustic impedance contrast หรือค่าความแตกต่างกันของ ρV ระหว่างชั้นหิน ยิ่งถ้าชั้นหินมี acoustic impedance แตกต่างกันมาก การเกิด multiple reflected waves ก็เกิดได้มากด้วยเช่นกัน ดังแสดงในรูป 5.20

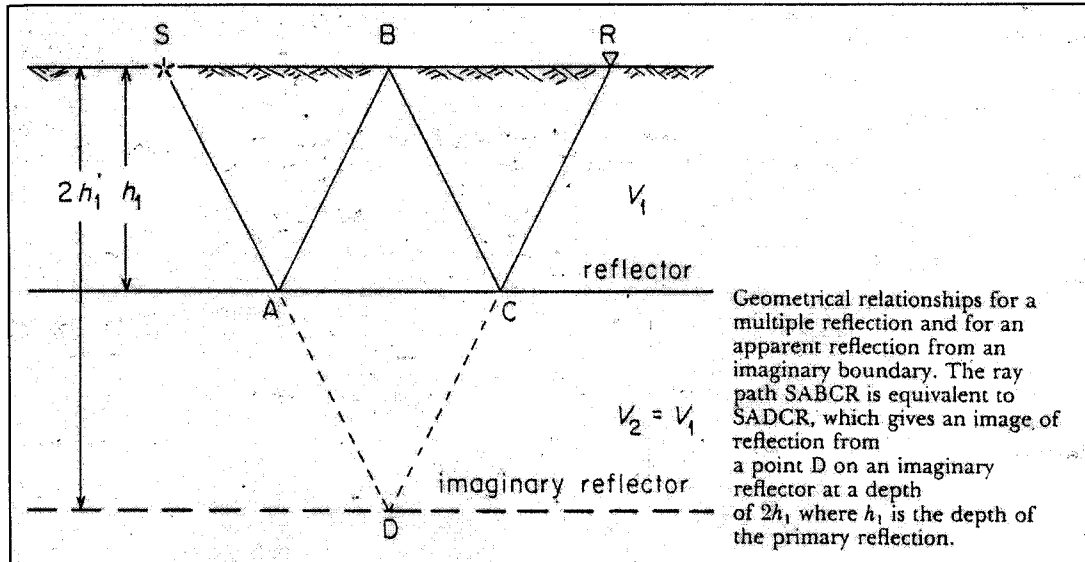


รูปที่ 5.19 การสะท้อนของคลื่นแบบกลับไปกลับมา (Multiple reflections)



รูปที่ 5.20 Relative amplitude ที่ได้จาก multiple reflected waves

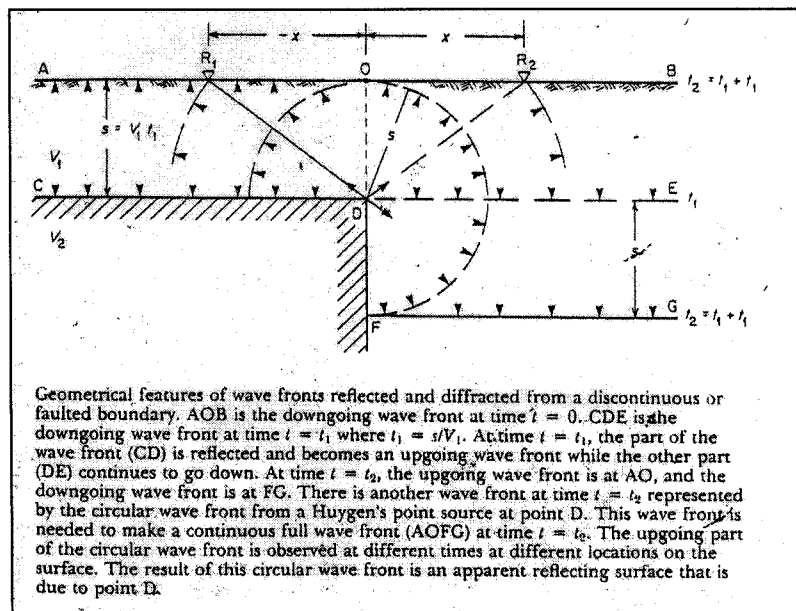
Note: เราสามารถแยกสัญญาณที่เป็นพวก Multiple reflected wave ออกจากพวก Reflected wave ได้ เช่นในรูป 5.21 พวก multiple reflected waves จะเดินทางเสมือนว่าลงไปถึง reflector อีกตัวที่อยู่ด้านล่างด้วยความเร็วที่เท่า ๆ กัน หรือ ระยะ $SABCR = SDR$ หรือ พวก Multiple reflected waves จะแสดงลักษณะของการมีชั้นหินอยู่ 2 ชั้นที่มีความหนาและความเร็วเท่ากัน ใน Seismogram นั้นเอง



รูปที่ 5.21 ลักษณะการเดินทางของคลื่น Multiple reflected waves

5.20 คลื่นย่อย (Diffracted Waves)

คล้ายกับที่เกิดในการสำรวจแบบวิธีหักเห ดังแสดงในรูป 5.22 ซึ่งเกิดตามรอยต่อของชั้นหินที่ไม่ต่อเนื่องกัน เช่น รอยเลื่อน (Fault) เป็นต้น



รูปที่ 5.22 การเกิดและการเดินทางของคลื่นย่อย (Diffracted waves)

ที่จุด D จะมีคลื่นบางส่วน (ตาม Huygen's principle) เดินทางไปตามรัศมีหรือตั้งฉากกับ wave front ด้วยระยะ S ซึ่ง

$$S = V_1 t_1$$

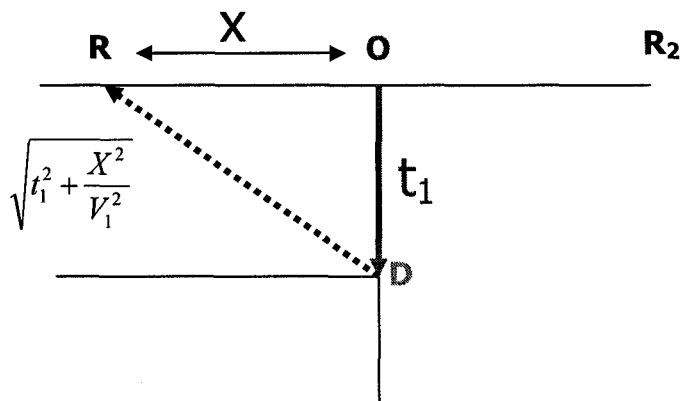
พิจารณา Travel time ที่ตัวรับ R_1 และ R_2 ซึ่งอยู่ห่างจากจุด O เป็นระยะ X ที่จุด R_1 คลื่นสะท้อนจะเดินทางมาถึงด้วยเวลา t_2 ก่อน ต่อมาคลื่นแยกย่อยจากจุด D จะเดินทางมาถึงด้วยเวลา t_d โดยที่

$$t_d = t_1 + \Delta t_d$$

โดย Δt_d = Travel time ตามแนว DR_1
 t_1 = Travel time ที่แนว OD

ดังนั้นจะเกิด ΔODR_1 และทำให้

$$\Delta t_d = \sqrt{t_1^2 + \frac{X^2}{V_1^2}}$$

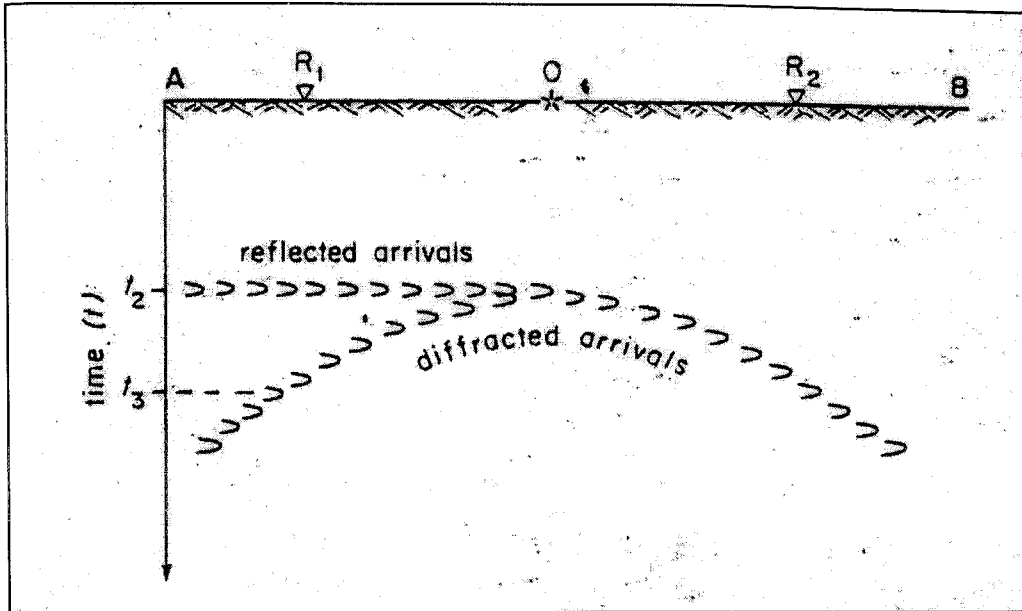


ดังนั้นคลื่นแยกย่อย (Diffracted waves) จะมาถึง R_1 ที่เวลา

$$t_d = t_1 + \sqrt{t_1^2 + \frac{X^2}{V_1^2}}$$

ซึ่งจะเท่ากับเวลาที่ใช้ในการเดินทางไปจุด R_2 เช่นกัน

ถ้ามีตัวรับหลาย ๆ ตัวอยู่ในตำแหน่งตรงข้ามกันของจุดกำเนิดคลื่นบนแนวการสำรวจ arrival time ของ reflected waves และ diffracted waves จะแสดงดังรูป 5.23 ซึ่ง arrival time ของ diffracted waves จะแสดงลักษณะเป็น Hyperbola Arc นั่นคือ ในการสำรวจโดยคลื่นสะท้อนบริเวณที่แสดงลักษณะ Hyperbola arc ดังกล่าว จะแสดงลักษณะของบริเวณที่ reflector มีความไม่ต่อเนื่องเกิดขึ้นนั่นเอง



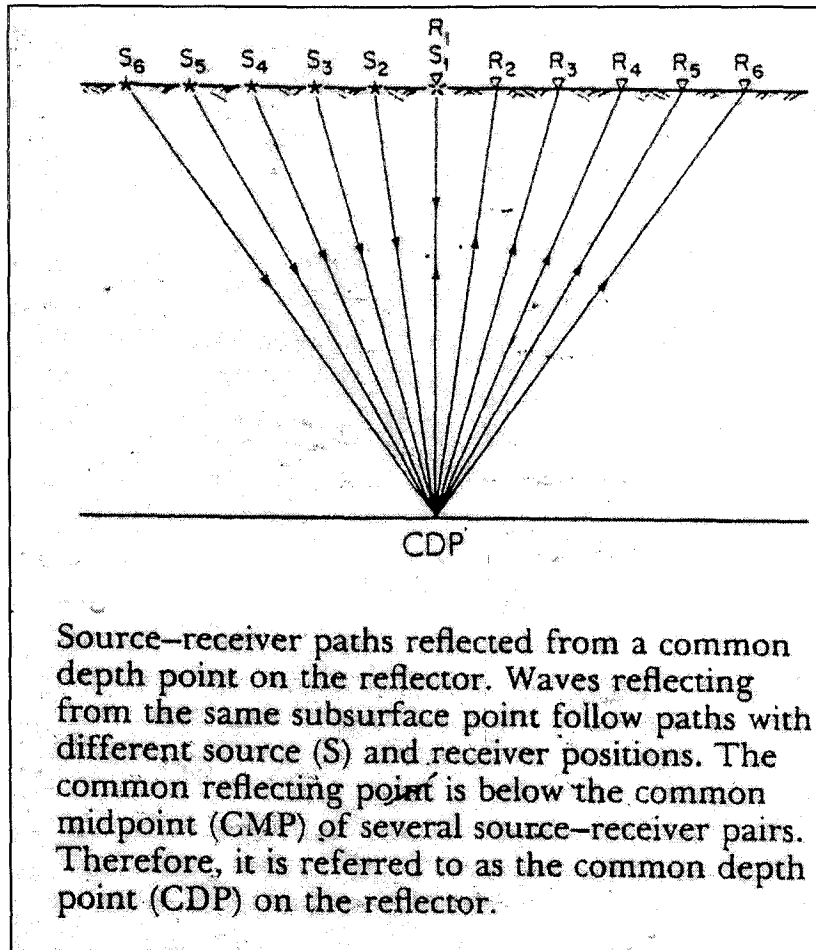
รูปที่ 5.23 Hyperbola Arc ของ diffracted waves

5.21 Multifold Reflections

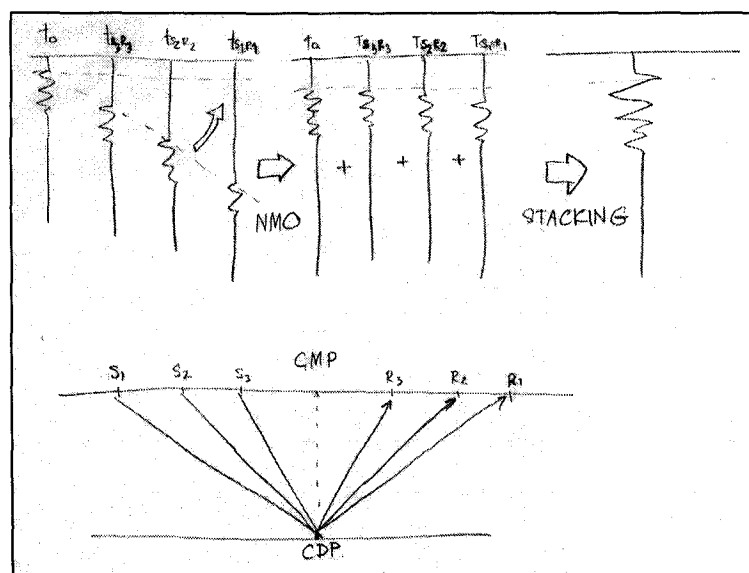
จากที่กล่าวมาตั้งแต่ต้นแล้วว่า ความยากของการสำรวจโดยคลื่นสะท้อนก็คือการที่สัญญาณของคลื่นชนิดนี้ค่อนข้างแยกแยะได้ยาก โดยเฉพาะพวกที่มีสัญญาณอ่อน ๆ

ในปัจจุบันจึงมีการทำ Multifold reflection ขึ้น โดยอาศัยการรวบรวมสัญญาณคลื่นสะท้อนที่มาจากจุดเดียวกันบน reflector ที่ถูกบันทึกค่าจากตัวรับต่าง ๆ กัน จากการกำเนิดคลื่น ณ จุดต่าง ๆ กัน เข้าไว้ด้วยกันดังแสดงในรูป 5.24 และ 5.25

จากรูป ที่จุด CDP หรือ Common Depth Point เป็นจุดที่คลื่นสะท้อนสะท้อนขึ้นมา จากจุดเดียวกันบน reflector จากจุดกำเนิดและตัวรับสัญญาณที่ตำแหน่งต่าง ๆ กัน ซึ่งจุด CDP นี้จะอยู่ที่จุด Common Mid Point หรือจุด CMP ซึ่งเป็นจุดเสมือน (จินตนาการ) ที่อยู่บนผิวดิน ดังแสดงในรูป 2.61 แต่เนื่องจากว่าสัญญาณที่คลื่นสะท้อนมาจาก CDP นี้มาจากจุดกำเนิดและตัวรับฯ ที่ตำแหน่งต่าง ๆ กัน จึงต้องมีการปรับแก้ค่า ให้เสมือนว่าได้มาจากจุดที่อยู่เหนือจุด CDP นี้ในแนวตั้งฉาก หรือ Vertical ด้วยวิธีการทำ Normal Move-Out (NMO) ซึ่งภายหลังจากการทำ NMO กับแถบสัญญาณแต่ละแถบแล้ว จะนำสัญญาณเหล่านี้มารวมเข้าด้วยกัน ด้วยวิธีที่เรียกว่า "Stacking" ซึ่งจะทำให้สัญญาณที่ได้มีความชัดเจนมากขึ้น



รูปที่ 5.24 Multifold reflection



รูปที่ 5.25 การแก้ไข Multifold reflection

เอกสารอ้างอิง

- Dobrin, M.B. and Savit, C.H., 1988. Introduction to Geophysical Prospecting (4th ed). New York, McGraw-Hill.
- Edwin S.R., 1988. Basic Exploration Geophysics, John Wiley & Sons, 562 p.
- Kearey P. and Brooks M., 1994. An Introduction to Geophysical Exploration (2nd ed.). Blackwell Scientific Publication, London, 254 p.
- Kohnen, H., 1974. The temperature dependence of seismic waves in ice., Journal of Glaciology, 13(6): 144-147
- Sheriff R.E., 1991. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics (3rd ed.). Society of Exploration Geophysics, 376 p.
- Telford, W.M., Gelodart, L.P., Sheriff, R.E. & Keys, D.A., 1990. Applied Geophysics, Cambridge University Press (2nd ed.), Cambridge, 770 p.